

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

CHRISTIAN GONZALO PILAPANTA AMAGUA

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DO EFEITO DE CARGA POR PRESSÃO
ATMOSFÉRICA EM POSICIONAMENTO GPS DE ALTA PRECISÃO NAS
REGIÕES DO EQUADOR CONTINENTAL E DA AMAZÔNIA BRASILEIRA**

CURITIBA

2018

CHRISTIAN GONZALO PILAPANTA AMAGUA

**AVALIAÇÃO DO IMPACTO DO EFEITO DE CARGA POR PRESSÃO
ATMOSFÉRICA EM POSICIONAMENTO GPS DE ALTA PRECISÃO NAS
REGIÕES DO EQUADOR CONTINENTAL E DA AMAZÔNIA BRASILEIRA**

Dissertação apresentada como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Ciências Geodésicas,
no Programa de Pós-Graduação em Ciências
Geodésicas, Setor de Ciências da Terra, da Universidade
Federal do Paraná

Orientador: Prof^a. Dr^a. Claudia Pereira Krueger

Coorientador: Prof. Dr. Alfonso Tierra Criollo

CURITIBA

2018

A481a

Amagua, Christian Gonzalo Pilapanta

Avaliação do impacto do efeito de carga por pressão atmosférica em posicionamento GPS de alta precisão nas regiões do Equador Continental e da Amazônia Brasileira / Christian Gonzalo Pilapanta Amagua. – Curitiba, 2018.

170 f. : il. color. ; 30 cm.

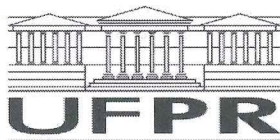
Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, 2018.

Orientador: Claudia Pereira Krueger – Co-orientador: Alfonso Tierra Criollo,.

Bibliografia: p. 137-145.

1. Pressão atmosférica. 2. Análise de séries temporais. 3. Análise espectral. I. Universidade Federal do Paraná. II. Krueger, Claudia Pereira. III. Criollo, Alfonso Tierra. IV. Título.

CDD: 551.54



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO CIÊNCIAS
GEODÉSICAS

TERMO DE APROVAÇÃO

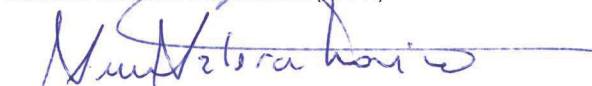
Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em CIÊNCIAS GEODÉSICAS da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da Dissertação de Mestrado de **CHRISTIAN GONZALO PILAPANTA AMAGUA** intitulada: **AValiação DO IMPACTO DO EFEITO DE CARGA POR PRESSÃO ATMOSFÉRICA EM POSICIONAMENTO GPS DE ALTA PRECISÃO NAS REGIÕES DO EQUADOR CONTINENTAL E DA AMAZÔNIA BRASILEIRA**, após terem inquirido o aluno e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de mestre está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 29 de Janeiro de 2018.


CLAUDIA PEREIRA KRUEGER

Presidente da Banca Examinadora (UFPR)


JOÃO FRANCISCO GALERA MONICO

Avaliador Externo (UNESP/PR)


SÍLVIO ROGÉRIO CORREIA DE FREITAS

Avaliador Interno (UFPR)

*Este trabalho é dedicado a meus pais e minha irmã,
que sempre me apoiaram e acreditaram em mim,
e principalmente a minha sobrinha,
por ser uma pequena lutadora e minha maior inspiração.*

AGRADECIMENTOS

À Deus, por ser o autor de meu destino, meu guia, e meu socorro presente na hora de angústia.

Aos meus pais, Gonzalo e Martha, e à minha irmã, Mónica, que com muito carinho e apoio, não mediram esforços para que eu chegasse até aqui. Suas bênçãos e suas palavras foram que deram, em alguns momentos, a força para seguir e lembrar que não estou sozinho nesta caminhada.

À minha avó, tios e primos, pelas bênçãos, incentivo e apoio constantes.

À minha companheira incondicional, Denisse, pessoa com quem amo partilhar a vida. Obrigado pelo carinho, paciência e por sua capacidade de me trazer paz na correria de cada dia.

À Prof^a. Dr^a. Cláudia Pereira Krueger pela orientação, ensinamento, conselhos, paciência e incentivo que tornaram possível a conclusão deste trabalho. Não tenho palavras suficientes para agradecer toda sua ajuda.

Ao Prof. Dr. Alfonso Tierra, pela orientação, conselhos e sua amizade incondicional ao longo dos últimos 7 anos.

Ao Prof. Dr. Sílvio Rogério Correia de Freitas, por seus ensinamentos, sugestões e conselhos que foram tão importantes no desenvolvimento deste trabalho.

À Prof^a. Dr^a. Luciene Stamato Delazari pela oportunidade e confiança concedida para a realização de meus estudos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo auxílio financeiro.

Aos colegas do Laboratório de Geodésia Espacial e Hidrografia (LAGEH), pela amizade, apoio e colaboração diária. A experiência de uma produção compartilhada na comunhão com amigos foram a melhor experiência da minha formação acadêmica.

Aos amigos, colegas e professores do Programa de Pós-Graduação em Ciências Geodésicas, pelo convívio, apoio, compreensão e amizade.

*"A coisa mais bela que o homem pode experimentar é o mistério.
É essa emoção fundamental que está na raiz
de toda ciência e toda arte"
(Albert Einstein)*

RESUMO

Um processo biogeoquímico de grande importância a ser levado em conta na geração de soluções posicionais de alta precisão, é o denominado ciclo hidrológico. Este ciclo encontra-se ligado à troca de água pelas diferentes regiões que compõem a biosfera, produzindo o movimento de suas massas e conseqüentemente a variação de suas propriedades fundamentais (densidade, espessura, altitude, entre outros), o qual gera uma força direta ou carga sobre a superfície terrestre, conseguindo que esta se deforme em escalas de tempo prolongados. Um caso particular destes processos, é o chamado de efeito de carga atmosférica, o qual fundamenta-se no movimento contínuo das massas de ar devido principalmente à diferença de calor existente entre latitudes altas e baixas, gerando deslocamentos superficiais de várias dezenas de milímetros e sendo maior em regiões com uma alta variabilidade climatológica. Assim por exemplo, diversos estudos têm demonstrado que ditos deslocamentos podem representar perto de 24 por cento da variância total das altitudes elipsoidais em pontos localizados em latitudes altas e produzir deformações superficiais de até 20 milímetros em regiões tropicais e subtropicais. Neste sentido, e apesar da existência de resultados conclusivos referente à melhora da acurácia das soluções geradas com a inclusão do efeito de carga atmosférica, é importante salientar que ao nível da América do Sul, o uso de dados não homogêneos no desenvolvimento dos diferentes estudos, conduz a uma supervalorização da eficácia dos modelos gerados, principalmente naquelas regiões com poucas fontes de dados para sua elaboração ou com uma alta variabilidade climatológica como no caso da Zona de Convergência Intertropical. Baseados neste preceito, a presente pesquisa tem como objetivo geral avaliar o impacto do efeito de carga atmosférica na geração de soluções posicionais de alta precisão nos anos 2011, 2012 e 2013, nas regiões do Equador Continental e da Amazônia Brasileira, através da modelagem *a priori* do efeito no processamento de dados GPS. Os resultados obtidos demonstraram que a implementação do modelo de carga atmosférica no cálculo das soluções posicionais (coordenadas e ZTD) melhorou minimamente a repetibilidade das mesmas, sendo que os melhores resultados foram aqueles atingidos pelos desvios padrão dos sinais de ruído que conformam o modelo estocástico da solução definido no CM.

Palavras-chaves: Carga por pressão atmosférica, Séries temporais GPS, Modelo estocástico, Análise espectral

ABSTRACT

A biogeochemical process of great importance to be taken into account in the generation of high precision coordinates is the so-called hydrological cycle. This cycle is linked to the exchange of water by the different regions that compose the biosphere, producing the movement of its masses and consequently the variation of its fundamental properties (density, thickness, height, among others), causing the deformation of the Earth's surface over extended timescales. A particular case of these processes is the so-called atmospheric pressure loading effect, which is based on the continuous movement of air masses due to the difference of heat between high and low latitudes and generating displacements of various millimeters in regions with high climatological variability. Thus, for example, several studies have demonstrated that displacements can represent close to 24 percent of the total variance of ellipsoidal heights at points located at high latitudes and produce surface deformations up to 20 millimetres in tropical and subtropical regions. In this sense, and despite the existence of conclusive results concerning to the improvement of the accuracy of the solutions generated with the inclusion of the effect of atmospheric load, it is important to point out that at the level of South America, the use of non-homogeneous data in the development of the different studies, leads to an overvaluation of the efficiency of the generated models, especially in those regions with few data sources for their elaboration or with a high climatological variability as in the case of the Intertropical Convergence Zone. Based on this precept, the present research has as general objective to evaluate the impact of the atmospheric load effect on the generation of high precision GPS coordinates in the years 2011, 2012 and 2013 and in the regions of the Continental Equator and the Brazilian Amazon, through the a priori modeling of the effect on GPS data processing.. The results obtained showed that the implementation of the atmospheric pressure loading model in the calculation of the positional solutions (coordinates and ZTD) minimized their repeatability, and the best results were those reached by the standard deviations of the noise signals that form the stochastic model of the solution defined in CM.

Key-words: Atmospheric pressure loading, GPS Time Series, Stochastic model, Spectral analysis

RESUMEN

Un proceso biogeoquímico de gran importancia a ser considerado en la generación de soluciones posicionales de alta precisión es el denominado ciclo hidrológico. Este ciclo se encuentra vinculado al intercambio de agua por las diferentes regiones que componen la biosfera, produciendo el movimiento de sus masas y consecuentemente la variación de sus propiedades fundamentales (densidad, espesura, altitud, entre otros). Esto en principio genera una fuerza directa o carga sobre la superficie terrestre, la cual consigue deformarla en escalas de tiempo prolongados. Un caso particular de dicho proceso es el denominado efecto de carga atmosférica, el cual se fundamenta en el movimiento continuo de las masas de aire, debido principalmente a la diferencia de calor existente entre latitudes altas y bajas, generando desplazamientos superficiales de varias decenas de milímetros y siendo mayor en regiones con una alta variabilidad climatológica. Así, por ejemplo, diversos estudios han demostrado que dichos desplazamientos pueden representar cerca del 24 por ciento de la varianza total de las alturas elipsoidales en puntos localizados en latitudes altas y producir deformaciones superficiales de hasta 20 milímetros en regiones tropicales y subtropicales. En este sentido, e a pesar de la existencia de resultados conclusivos referente a la mejoría de la precisión de las soluciones generadas con la inclusión del efecto de carga atmosférica, es importante resaltar que a nivel de América del Sur, el uso de datos no homogéneos en el desarrollo de los diferentes estudios, conduce a una sobrevalorización de la eficacia de los modelos generados, principalmente en aquellas regiones con pocas fuentes de datos para su elaboración o con una alta variabilidad climatológica como es el caso de la Zona de Convergencia Intertropical. Basados en este precedente, el objetivo principal de la presente investigación es evaluar el impacto del efecto de carga atmosférica en la generación de soluciones posicionales de alta precisión en los años 2011, 2012 e 2013, en las regiones del Ecuador Continental y de la Amazonía Brasileña, a través del modelamiento *a priori* del efecto en el procesamiento de datos GPS. Los resultados obtenidos demuestran que la implementación del modelo de carga atmosférica en el cálculo de soluciones posicionales (coordenadas y ZTD) mejoró mínimamente la repetibilidad de estas, siendo que los mejores resultados fueron aquellos alcanzados por la desviación estándar de las señales de ruido que conforman el modelo estocástico de las soluciones definidas en el centro de masa CM.

Palabras clave: Carga por presión atmosférica, Series temporales GPS, Modelo estocástico, Análisis espectral

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURA 1 – PRINCIPAIS SISTEMAS DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITE	25
FIGURA 2 – ELEMENTOS KEPLERIANOS ORBITAIS	31
FIGURA 3 – ESQUEMA BÁSICO DE REFRAÇÃO DO SINAL GPS	35
FIGURA 4 – EFEITO DE MULTICAMINHO	38
FIGURA 5 – PARÂMETROS PRINCIPAIS DA ANTENA DO RECEPTOR	39
FIGURA 6 – PRESSÃO SUPERFICIAL E DESLOCAMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS	44
FIGURA 7 – ESQUEMA GEOMÉTRICO DO EFEITO DE CARGA	45
FIGURA 8 – CICLOS CLIMATOLÓGICOS DA PRESSÃO SUPERFICIAL (mBar) . . .	49
FIGURA 9 – DESLOCAMENTOS DOS CENTROS DE MASSA DE DIFERENTES SISTEMAS TERRESTRE ISOMÓRFICOS PRODUTO DA DINÂMICA DO EFEITO DE CARGA	52
FIGURA 10 – REDE GEODÉSICA DE AJUSTE	59
FIGURA 11 – ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA	61
FIGURA 12 – ESQUEMA FUNDAMENTAL DO PROCESSAMENTO DE DADOS . . .	63
FIGURA 13 – ESQUEMA FUNDAMENTAL DA ANÁLISE DE RESULTADOS	72
FIGURA 14 – DISPONIBILIDADE DE DADOS POR ESTAÇÃO	77
FIGURA 15 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE SOLUÇÕES SIRGAS E ECU3	79
FIGURA 16 – DESVIO PADRÃO DAS DIFERENÇAS ENTRE SOLUÇÕES SIRGAS E ECU3	79
FIGURA 17 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU1	82
FIGURA 18 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU2	82
FIGURA 19 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU3	82
FIGURA 20 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU4	82
FIGURA 21 – DEFORMAÇÃO VERTICAL DA ESTAÇÃO GNSS MANAUS (NAUS) . .	88
FIGURA 22 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO NAUS	89
FIGURA 23 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO PAIT	89
FIGURA 24 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO RIOB	90
FIGURA 25 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE AS SOLUÇÕES ECU1 E ECU2	92
FIGURA 26 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE AS SOLUÇÕES ECU3 E ECU4	92
FIGURA 27 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. SOLUÇÕES ECU1 E ECU2 . .	94
FIGURA 28 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. SOLUÇÕES ECU3 E ECU4 . .	94
FIGURA 29 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS DAS SOLUÇÕES ECU1 E ECU2 .	96
FIGURA 30 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS DAS SOLUÇÕES ECU3 E ECU4 .	96
FIGURA 31 – DIFERENÇAS MÉDIAS DOS ATRASOS TROPOSFÉRICOS PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM	98

FIGURA 32 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS DOS ATRASOS TROPOSFÉRICOS PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM	101
FIGURA 33 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM	101
FIGURA 34 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO BOAV . . .	106
FIGURA 35 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO NAUS . . .	107
FIGURA 36 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO POVE . . .	108
FIGURA 37 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO QUEM . . .	109
FIGURA 38 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO RIOP . . .	110
FIGURA 39 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO BOAV .	113
FIGURA 40 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO NAUS .	114
FIGURA 41 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO POVE .	115
FIGURA 42 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO QUEM .	116
FIGURA 43 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO RIOP .	117
FIGURA 44 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO BOAV . . .	118
FIGURA 45 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO NAUS . . .	119
FIGURA 46 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO POVE . . .	120
FIGURA 47 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO QUEM . .	121
FIGURA 48 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO RIOP . . .	122
FIGURA 49 – DECOMPOSIÇÃO EMPÍRICA DE SERIES. ESTAÇÕES BOAV	123
FIGURA 50 – DECOMPOSIÇÃO EMPÍRICA DE SERIES. ESTAÇÕES NAUS	124
FIGURA 51 – COMPARAÇÃO DE IMF _s FILTRADAS E MODELO HIDROLÓGICO DE DILL E DOBSLAW (2013). ESTAÇÕES BOAV	125
FIGURA 52 – COMPARAÇÃO DE IMF _s FILTRADAS E MODELO HIDROLÓGICO DE DILL E DOBSLAW (2013). ESTAÇÕES NAUS	125
FIGURA 53 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). COMPONENTE VER- TICAL (FILTRADA). ESTAÇÕES BOAV	126
FIGURA 54 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). COMPONENTE VER- TICAL (FILTRADA). ESTAÇÕES NAUS	126

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – PRINCIPAIS COMBINAÇÕES LINEARES DE FASE	30
TABELA 2 – PRINCIPAIS FONTES DE ERRO NO POSICIONAMENTO	30
TABELA 3 – TIPOS DE ÓRBITAS GERADAS PELO IGS	32
TABELA 4 – ERROS DE LINHAS DE BASE EM FUNÇÃO DO ERRO ORBITAL . .	33
TABELA 5 – TERMOS DE MARÉ	43
TABELA 6 – ESTAÇÕES GNSS DA REDE GEODÉSICA EM ESTUDO	60
TABELA 7 – PARÂMETROS AVALIADOS NA ANÁLISE DA QUALIDADE DOS DADOS GNSS	62
TABELA 8 – CARACTERÍSTICAS GERAIS DO PROCESSAMENTO	65
TABELA 9 – CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO PROCESSAMENTO	65
TABELA 10 – ETAPAS DO PROCESSAMENTO DE DADOS	68
TABELA 11 – PRINCIPAIS ARQUIVOS E MODELOS USADOS NO PROCESSAMENTO	71
TABELA 12 – PARÂMETROS DE CONTROLE PARA A AVALIAÇÃO DAS SOLUÇÕES	73
TABELA 13 – DISPONIBILIDADE DE DADOS POR ESTAÇÃO	78
TABELA 14 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE SOLUÇÕES SIRGAS E ECU3	80
TABELA 15 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU1	83
TABELA 16 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU2	84
TABELA 17 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU3	85
TABELA 18 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU4	86
TABELA 19 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. VALORES MÁXIMOS . .	87
TABELA 20 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE SOLUÇÕES PARA CADA CENTRO DE MASSA	91
TABELA 21 – VALORES Z DAS DIFERENÇAS ENTRE SOLUÇÕES POR CENTRO DE MASSA	93
TABELA 22 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA PARA CADA CENTRO DE MASSA	95
TABELA 23 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS PARA CADA CENTRO DE MASSA	97
TABELA 24 – DIFERENÇAS MÉDIAS DOS VALORES ZTD PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM	99
TABELA 25 – VALORES Z DOS ZTD CALCULADOS PARA OS CENTROS DE MASSA	100
TABELA 26 – DIFERENÇAS E FATOR DE REDUÇÃO DAS VARIÂNCIAS DOS ZTD	102
TABELA 27 – ATRASOS TROPOSFÉRICOS POR SOLUÇÃO. CENTRO DE MASSAS CE	103
TABELA 28 – ATRASOS TROPOSFÉRICOS POR SOLUÇÃO. CENTRO DE MASSAS CM	104

TABELA 29 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE NORTE. CENTRO DE MASSAS CE	128
TABELA 30 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE LESTE. CENTRO DE MASSAS CE	129
TABELA 31 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE VERTICAL. CENTRO DE MASSAS CE	130
TABELA 32 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE NORTE. CENTRO DE MASSAS CM	131
TABELA 33 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE LESTE. CENTRO DE MASSAS CM	132
TABELA 34 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE VERTICAL. CENTRO DE MASSA CM	133
TABELA 35 – MODELO ESTOCÁSTICO. ESTATÍSTICAS PRINCIPAIS	134
TABELA 36 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU1	157
TABELA 37 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU1	158
TABELA 38 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU1	159
TABELA 39 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU2	160
TABELA 40 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU2	161
TABELA 41 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU2	162
TABELA 42 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU3	163
TABELA 43 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU3	164
TABELA 44 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU3	165
TABELA 45 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU4	166
TABELA 46 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU4	167
TABELA 47 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU4	168

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AM	Ingl. Amplitude Modulation
ANTEX	Ingl. Antenna Exchange Format
APL	Ingl. Atmospheric Pressure Loading Effect
ARP	Ingl. Antenna Reference Point
ATL	Ingl. Atmospheric Tidal Loading Effect
CE	Ingl. Center of Mass of the Solid Earth
BIC	Ingl. Bayesian Information Criterion
CF	Ingl. Center of Surface Figure
CH	Ingl. Center of Surface Height Figure
CL	Ingl. Center of Surface Lateral Figure
CM	Ingl. Center of Mass of the Earth System
CIO	Ingl. Conventional International Origin
CPD	Ingl. Cycles per Day
CODE	Ingl. Center for Orbit Determination in Europe
DE400	Ingl. Development Ephemeris JPL
DCB	Ingl. Differential Code Biases
DORIS	Ingl. Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite
ECMWF	Ingl. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EMD	Ingl. Empirical Mode Descomposition
ERP	Ingl. Earth Rotation Parameters
EOST	Fran. Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre
EGM2008	Ingl. Earth Gravitational Model 2008
FES2004	Ingl. Finite Element Solution Tide Model 2004
FM	Ingl. Frequency Modulation

FTP	Ingl. File Transfer Protocol
GGFC	Ingl. Global Geophysical Fluid Center
GLDAS	Ingl. Global Land Data Assimilation System
GNSS	Ingl. Global Navigation Satellite System
GPS	Ingl. Global Positioning System
GPT	Ingl. Global Pressure and Temperature Model
GRP	Ingl. Global Reference Pressure Model
hPa	Hectopascal
IAU	Ingl. International Astronomical Union
IB	Ingl. Inverted Barometer
IERS	Ingl. International Earth Rotation and Reference Systems Service
IGS	Ingl. International GNSS Service
ICRS	Ingl. International Celestial Reference System
IGRF	Ingl. International Geomagnetic Reference Frame
IMF	Ingl. Intrinsic Mode Function
ITRF	Ingl. International Terrestrial Reference Frame
ITRS	Ingl. International Terrestrial Reference System
JPL	Ingl. Jet Propulsion Laboratory - CALTECH
LC	Ingl. Linear combination
LLN	Ingl. Load Love Numbers
LSDM	Ingl. Land Surface Discharge Model
MHz	Ingl. Mega-hertz
MLE	Ingl. Maximum Likelihood Estimator
NCEP	Ingl. National Centers for Environmental Prediction Reanalysis Model
NNHT	Ingl. No-Net Horizontal Translation System
NNT	Ingl. No-Net Translation

NNVT	Ingl. No-Net Vertical Translation System
OMCT	ingl. Ocean Model for Circulation and Tides
PCO	Ingl. Phase Center Offset
PCV	Ingl. Phase Center Variaton
QIF	Ingl. Quasi Ionospheric Free Model
RBMC	Rede Brasileira de Monitoramento Continuo dos Sistemas GNSS
REGME	Rede GNSS de Monitoramento Continuo do Equador
RINEX	Ingl. Receiver Independent Exchange Format
RMS	Ingl. Root Mean Square
SIRGAS	Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas
SLR	Ingl. Satellite Laser Ranging
STFT	ingl. Short-Time Fourier Transform
TEQC	Ingl. Translation, Editing and Quality Check Toolkit
UT	Ingl. Universal Time
VLBI	Ingl. Very-long-baseline Interferometry
VMF1	Ingl. Vienna Mapping Function Model 1
WRMS	Ingl. Weighted Root Mean Square Residual
ZTD	Ingl. Zenith Total Delay

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	20
1.1 JUSTIFICATIVA	22
1.2 OBJETIVOS	23
1.2.1 Objetivo Geral	23
1.2.2 Objetivos Específicos	23
1.3 HIPÓTESE	23
1.4 CONTEÚDO DA DISSERTAÇÃO	23
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	25
2.1 SISTEMAS DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITE	25
2.1.1 Generalidades e fundamento matemático	25
2.1.2 Equações fundamentais de observação	26
2.1.2.1 Pseudo-distância a partir do código	26
2.1.2.2 Diferenças de fase de onda portadora	27
2.1.3 Observáveis derivadas e principais combinações lineares	28
2.2 ERROS SISTEMÁTICOS PRESENTES NO POSICIONAMENTO	30
2.2.1 Erros provenientes dos satélites	31
2.2.1.1 Erros na órbita dos satélites	31
2.2.1.2 Efeitos relativísticos	33
2.2.1.3 Erros do relógio dos satélites	34
2.2.1.4 Pressão por radiação solar	34
2.2.2 Erros provenientes da propagação do sinal GPS	35
2.2.2.1 Refração atmosférica	35
2.2.2.2 Refração troposférica	36
2.2.2.3 Refração ionosférica	37
2.2.2.4 Multicaminho	38
2.2.3 Erros provenientes do receptor	38
2.2.3.1 Erro no relógio do receptor	38
2.2.3.2 Centro de fase da antena dos receptores	39
2.2.4 Erros provenientes do meio	40
2.2.4.1 Efeitos geodinâmicos	40
2.2.4.2 Efeitos de deformação elástica terrestre	41
2.2.4.3 Maré Polar	41
2.2.4.4 Marés Terrestres	42
2.2.4.5 Carga oceânica	42

2.2.4.6 Outros efeitos	43
2.3 CARGA POR PRESSÃO ATMOSFÉRICA	44
2.3.1 Generalidades	44
2.3.2 Modelagem do efeito de carga atmosférica	45
2.3.3 Modelo geofísico de carga	45
2.3.3.1 Hipótese do barômetro invertido	47
2.3.3.2 Marés atmosféricas	49
2.3.4 Modelo empírico de carga	51
2.3.5 Modelos de carga e movimento do centro de massa	52
2.3.6 Sistemas de referência terrestre isomórficos	54
2.3.7 Principais problemas na modelagem do efeito de carga	57
3 METODOLOGIA	59
3.1 ÁREA DE ESTUDO	59
3.2 ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA	61
3.2.1 Processamento de dados e materialização de coordenadas	62
3.2.1.1 Esquema fundamental de processamento de dados	62
3.2.1.2 Estratégia fundamental de processamento de dados	64
3.2.1.3 Principais etapas do processamento de dados	68
3.2.1.4 Principais arquivos e modelos usados no processamento de dados	71
3.2.2 Análise de resultados	72
3.2.2.1 Avaliação das soluções posicionais	73
3.2.2.2 Avaliação da incidência do modelo de carga	73
3.2.2.3 Avaliação do modelo estocástico das soluções	74
4 RESULTADOS E ANÁLISES	77
4.1 AVALIAÇÃO DAS SOLUÇÕES POSICIONAIS	77
4.1.1 Disponibilidade de dados por estação	77
4.1.2 Análise da precisão externa das soluções	79
4.1.3 Análise da precisão interna das soluções	81
4.2 AVALIAÇÃO DA INCIDÊNCIA DO MODELO DE CARGA	90
4.2.1 Análise das soluções após a implementação do modelo de carga	90
4.2.1.1 Comparação direta das soluções	90
4.2.1.2 Cálculo e análise do fator de redução da variância	94
4.2.2 Análise dos atrasos troposféricos após a implementação do modelo de carga	98
4.2.2.1 Comparação direta dos atrasos	98
4.2.2.2 Cálculo e análise das diferenças das variâncias dos atrasos	101
4.3 AVALIAÇÃO DO MODELO ESTOCÁSTICO DAS SOLUÇÕES	105
4.3.0.1 Análise espectral de séries	105
4.3.0.2 Cálculo e análise do modelo estocástico	127

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	135
REFERÊNCIAS	138
APÊNDICES	147
APÊNDICE A ANÁLISE DO MODELO ESTOCÁSTICO DAS SOLUÇÕES .	148
APÊNDICE B ANÁLISE ESPECTRAL DE SERIES TEMPORAIS	152
APÊNDICE C CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO POR SOLUÇÃO	157
ANEXOS	169
ANEXO A PRINCIPAIS RESULTADOS DO ESTUDO DE WIJAYA ET AL. (2013)	170
ANEXO B PRINCIPAIS RESULTADOS DO ESTUDO DE TREGONING ET AL. (2009)	171

1 INTRODUÇÃO

Na atualidade, um dos processos de maior relevância na geração de soluções posicionais, é aquele relacionado com a análise e modelagem das diferentes fontes de erros presentes no momento do posicionamento. A principal razão disto se deve a que uma modelagem adequada dos erros permite minimizar, em grande parte, sua incidência nas observações e, por conseguinte, melhorar o nível de acurácia dos parâmetros obtidos na fase de ajuste. Um processo biogeoquímico de grande importância a ser levado em conta neste sentido é o denominado ciclo hidrológico (WATANABE; ORTEGA, 2011). Esse ciclo está ligado à troca de água nos seus diferentes estados físicos pelas regiões da biosfera (atmosfera, oceanos, mares, rios, geleiras, águas superficiais, entre outros), produzindo o movimento das massas (princípio de conservação de massa), e consequentemente o carregamento e deformação da superfície terrestre (BLEWITT et al., 2001; CLARKE et al., 2005; LAVALLÉE et al., 2006).

Assim, partindo-se do estudo específico das propriedades físico-químicas das regiões onde o ciclo hidrológico desenvolve-se, é possível observar a repercussão que estas têm no ambiente e na estrutura do sinal GPS (PLAG; BLEWITT; HERRING, 2007). Por exemplo, no caso da atmosfera, a circulação de suas massas gera uma variação na pressão e na temperatura superficial da Terra, a qual, altera suas propriedades fundamentais (densidade, espessura, altitude, entre outros) e dá origem ao desenvolvimento de processos como a refração atmosférica (já conhecidos no âmbito do posicionamento satelital) (SAASTAMOINEN, 1972; ALIZADEH et al., 2013; NILSSON et al., 2013) e na produção das denominadas ondas baroclínicas, as quais podem causar severos efeitos geodinâmicos (RAY; PONTE, 2003; WIJAYA et al., 2013).

Com base neste preceito, um processo relevante a ser levado em consideração na busca da melhora da acurácia no posicionamento satelital, é o denominado efeito de carga atmosférica. Ele é gerado pelas variações de pressão do ar, baixas e altas, em relação a uma pressão média, o qual influi no deslocamento da superfície terrestre em escalas de tempo prolongados (SCHUH et al., 2010; WIJAYA et al., 2013). De acordo com VanDam e Herring Thomas (1994), os deslocamentos superficiais devido às mudanças da pressão atmosférica podem representar perto do 24 por cento da variância total das altitudes elipsoidais. Ditos resultados concordam com o estabelecido por Wijaya et al. (2013), quem conclui que para uma anomalia de pressão perto de 30hPa na região da Sibéria (latitude alta), a superfície terrestre deforma-se ao redor dos 10 mm por ano. Entre os principais estudos voltados para a análise e modelagem do efeito de carga por pressão atmosférica encontram-se: VanDam e Wahr (1987), Ponte e Ray (2002), Ray e Ponte (2003), Petrov e Boy (2004) e Tregoning e VanDam (2005). Todos eles, baseiam a modelagem do efeito de carga em duas abordagens principais. A primeira abordagem (modelo *a priori*), estabelece que o efeito de carga deve ser modelado em cada uma das observações GPS obtidas, a partir da convolução das funções de Green (FARRELL, 1972) com as variações superficiais

produzidas pela influência da carga (PETROV; BOY, 2004; WIJAYA et al., 2013). Na segunda abordagem (modelo a *posteriori*), o efeito pode ser corrigido a partir da aplicação de um valor médio de carga nas coordenadas estimadas após a redução das observações GPS no processo de ajuste (TREGONING; WATSON, 2009). No entanto, e devido a modelagem inadequada das denominadas marés atmosféricas, produto da resolução temporal dos dados usados na geração dos modelos (PONTE; RAY, 2002; RAY; PONTE, 2003; COLLILIEUX et al., 2013) e ao baixo nível de precisão atingido pelas técnicas de modelagem (muito menor que a precisão dos dados obtidos pelas diferentes técnicas de posicionamento existentes); ditos modelos não podem ser considerados modelos padrões de correção, de acordo com o estabelecido pela normativa do Serviço Internacional de Sistemas de Referência e Rotação da Terra (em inglês: International Earth Rotation and Reference Systems Service, IERS) para a representação e tratamento dos efeitos físicos nas soluções GPS (GÉRARD; LUZUM, 2010).

Assim, e atendendo às necessidades atuais da comunidade científica em termos de precisão, e sobretudo, levando em conta o impacto do efeito de carga atmosférica no posicionamento; como parte do evento "The Unified Analysis Workshop" realizado em Zürich no ano 2011, o IERS, através do seu Centro de Fluidos Geofísicos Globais (em inglês: Global Geophysical Fluid Center, GGFC), estabeleceram como uma de suas prioridades para os próximos anos, a avaliação da inclusão de modelos de carga por pressão atmosférica na geração de suas soluções geodésicas (GPS, SLR, VLBI, DORIS). O objetivo principal deste trabalho foi avaliar o impacto das correções na realização do Sistema de Referência Terrestre e no cálculo dos Parâmetros de Orientação da Terra de acordo com as abordagens citadas anteriormente (COLLILIEUX; VANDAM; ALTAMIMI, 2012). Os primeiros resultados obtidos pelos autores, demonstraram uma limitação nas reduções a *posteriori*, devido principalmente à dificuldade em se aplicar no cálculo um valor médio que seja representativo dos dados coletados a intervalos de tempo inadequados (dados de pressão cada 6 horas). No caso das reduções a *priori*, foram encontradas pequenas diferenças em posição (inferior a 0,2 mm) para a maior parte dos pontos avaliados e grandes diferenças para os pontos localizados em regiões com cenários climatológicos variáveis (COLLILIEUX et al., 2013). Por seu lado, Altamimi et al. (2016) como parte do processo desenvolvido na realização do ITRF2014, efetuou diversos testes para avaliar a influência das correções de carga em conjunto com a estimativa das frequências sazonais presentes nas observações diárias e semanais. Assim, os resultados demonstraram uma melhoria na componente horizontal (em termos da redução do RMS) de 80 por cento das estações GNSS avaliadas e uma melhoria na componente vertical de 60 por cento dos pontos. Salienta-se que os resultados obtidos nestes estudos demonstraram, em grande parte, a eficácia ao nível mundial dos modelos avaliados. No entanto, e devido ao pequeno número de estações GPS usadas em regiões como a Amazônia Brasileira (4 estações GPS) e a Região Andina (2 estações GPS), onde a variabilidade climatológica é acentuada (existência de *bias* significativos nos parâmetros climatológicos obtidos a partir de modelos mundiais) (SCHUH et al., 2010), percebe-se uma generalização das informações decorrente da escassez de dados.

Levando em consideração as ideias anteriormente descritas, a presente pesquisa tem como objetivo geral, avaliar o impacto gerado pelo efeito de carga atmosférica no cálculo de soluções posicionais para um conjunto de estações localizadas nas regiões do Equador Continental e da Amazônia Brasileira, pertencentes à Rede GNSS de Monitoramento Contínuo do Equador, REGME, e à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS, RBMC. O período a ser avaliado corresponde aos anos 2011, 2012 e 2013.

1.1 JUSTIFICATIVA

Apesar da existência de resultados conclusivos referente à melhora da acurácia das soluções posicionais geradas com a inclusão do efeito de carga atmosférica (VANDAM; HERRING THOMAS, 1994; PETROV; BOY, 2004; TREGONING; VANDAM, 2005; DACH et al., 2011), é importante salientar que ao nível de América do Sul, o uso de dados não homogêneos, especialmente no desenvolvimento dos diferentes estudos, conduz a uma supervalorização da eficácia do modelo implementado na maior parte da região. Assim por exemplo, naquelas regiões onde as condições físicas e climatológicas são altamente variáveis, como no caso do Equador Continental e da Região Amazônica Brasileira, onde só 6 estações de monitoramento contínuo (2 para o Equador e 4 para a Bacia do Rio Amazonas) foram avaliadas, conclui-se que os resultados obtidos em relação ao desempenho do modelo, podem possuir uma estimativa errônea. Isto pode ser confirmado através da análise de dados científicos, como o estabelecido por Schuh et al. (2010), os quais analisaram a precisão dos modelos usados atualmente para a definição da pressão de referência (LEANDRO; SANTOS; LANGLEY, 2006; BOEHM; HEINKELMANN; SCHUH, 2007). Entre suas principais conclusões tem-se que devido à falta de acurácia dos modelos para regiões de altitude e de floresta (variação de pressões ao redor dos 20hPa), sua implementação causa a inclusão de um erro ou *bias* ao redor dos 5 ou 10 mm na componente vertical. Esse erro está associado justamente à falta de pontos avaliados nos estudos, fazendo com que o modelo não atinja o nível de acurácia necessária para ser usado como modelo de referência (GÉRARD; LUZUM, 2010).

Assim, torna-se evidente a necessidade de uma pesquisa visando avaliar, de forma particular, o impacto do efeito de carga atmosférica nas soluções posicionais em regiões de uma alta variabilidade climatológica, como no caso do Equador Continental e da Amazônia Brasileira. Em primeiro lugar, avaliando-se a incidência do efeito de carga, e em segundo lugar, comprovando se os novos resultados diferem daqueles obtidos pelo IERS (COLLILIEUX et al., 2013) e outros estudos efetuados (PETROV; BOY, 2004; TREGONING; VANDAM, 2005; COLLILIEUX et al., 2010; ALTAMIMI et al., 2016) conforme à chamada realizada pelo GGFC no ano 2011 (COLLILIEUX; VANDAM; ALTAMIMI, 2012).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Avaliar o impacto do efeito de carga atmosférica na geração de soluções posicionais de alta precisão nos anos 2011, 2012 e 2013, nas regiões do Equador Continental e da Amazônia Brasileira, através da modelagem do efeito no processamento dos dados GPS.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Definir uma rede geodésica de ajuste, atendendo aos parâmetros mundiais vigentes (comprimento das linhas de base, latência de dados, período de rastreamento, entre outros).
- Processar os dados da rede geodésica de ajuste, de acordo com os parâmetros mundiais vigentes, a fim de obter soluções posicionais coerentes em precisão com aquelas geradas pelos diferentes centros de combinação do SIRGAS e dos centros de análise da IGS.
- Analisar a acurácia das soluções posicionais da rede geodésica obtidas com e sem a introdução das correções por carga atmosférica, através da análise dos residuais, valores de repetibilidade e o uso de estimadores estatísticos convencionais; e
- Analisar a coerência das soluções posicionais da rede geodésica de ajuste, obtidas com e sem a introdução das correções por carga atmosférica, através da análise do modelo estocástico das soluções.

1.3 HIPÓTESE

A modelagem do efeito de carga por pressão atmosférica no processamento e ajuste de observações GPS, em regiões com alta variabilidade climatológica, impacta de forma direta na acurácia das soluções posicionais.

1.4 CONTEÚDO DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação tem seu texto dividido em 5 seções primárias.

A seção 1 abrange a introdução, justificativa, objetivo geral, objetivos específicos e hipótese da presente pesquisa.

A seção 2 apresenta uma breve revisão bibliográfica, com os temas pertinentes a esta dissertação.

A seção 3 apresenta a metodologia empregada na presente pesquisa, começando com a caracterização da área de estudo, seguida pela estratégia fundamental de processamento de dados e o esquema geral para a análise de resultados.

A seção 4 contempla os resultados obtidos, bem como as análises realizadas por cada campanha de processamento gerada.

A seção 5 finalmente contem as conclusões e recomendações obtidas na presente pesquisa.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 SISTEMAS DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITE

2.1.1 Generalidades e fundamento matemático

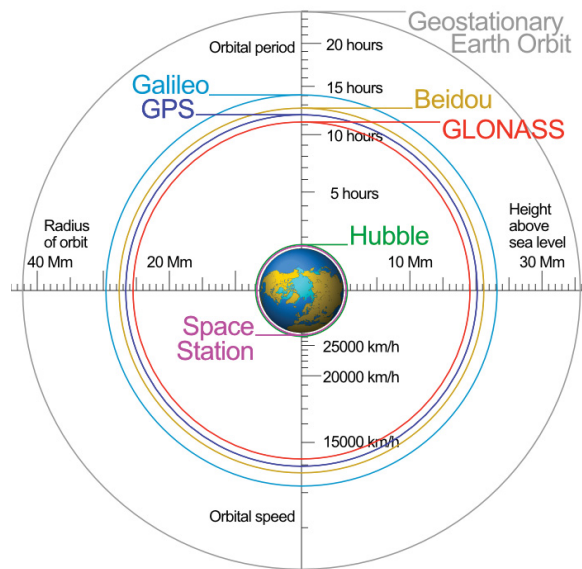


FIGURA 1 – PRINCIPAIS SISTEMAS DE NAVEGAÇÃO POR SATÉLITE
FONTE: UNAVCO (2017)

De forma geral, define-se como Sistema Global de Navegação por Satélite (em inglês: Global Navigation Satellite System, GNSS) aqueles sistemas autônomos de radionavegação (FIGURA 1) capazes de determinar a posição e velocidade no tempo de um objeto em particular, em um sistema de referência em comum, sem importar sua localização, nem as condições atmosféricas próprias do setor (DACH et al., 2015). O princípio de funcionamento dos sistemas GNSS, geralmente baseia-se na medida das distâncias entre satélite e receptor, as quais são obtidas em função do tempo de propagação do sinal emitido pelo satélite no vácuo. Assim de forma geral, tem-se que a distância geométrica ϱ_r^s para um satélite s e um receptor r , é (HOFMANN; LICHTENEGGER; COLLINS, 2001):

$$\varrho_r^s = ct_r^s + \varepsilon_r^s \quad (2.1)$$

Onde:

c	Velocidade de propagação da luz no vácuo.
t_r^s	Tempo de propagação do sinal desde a antena do satélite até a antena do receptor.

ε_r^s

Erros de medida devido a efeitos externos

Além disso, considera-se que:

$$\rho_r^s = \sqrt{(x^s - x_r)^2 + (y^s - y_r)^2 + (z^s - z_r)^2} = ct_r^s \quad (2.2)$$

Onde:

 x^s, y^s, z^s

Coordenadas cartesianas do satélite (valores conhecidos).

 x_r, y_r, z_r

Coordenadas cartesianas do receptor (incógnitas)

É possível reescrever a equação 2.1 em termos das coordenadas do satélite s e do receptor r , de maneira tal que:

$$\rho_r^s = \sqrt{(x^s - x_r)^2 + (y^s - y_r)^2 + (z^s - z_r)^2} + \varepsilon_r^s \quad (2.3)$$

Finalmente e, dado que as coordenadas do satélite são valores conhecidos, bem como os erros de medida, os quais podem ser modelados ou eliminados, a solução da equação 2.3 reduz-se à resolução de um sistema de equações formado por pelo menos 4 equações (distâncias entre o observador e 4 satélites).

2.1.2 Equações fundamentais de observação

De forma geral, as principais observáveis usadas na determinação da posição, velocidade e tempo de um ponto em particular são (SEEBER, 2003):

- Pseudo-distância a partir do código, e
- Diferenças de fase da onda portadora.

2.1.2.1 Pseudo-distância a partir do código

A observação de pseudo-distância a partir do código (PD_r^s), fundamenta-se no uso dos códigos modulados como parte das frequências portadoras de cada uma das constelações GNSS e das réplicas de código gerados pelo receptor. Uma correlação cruzada é estabelecida entre os dois sinais (sinal emitido e sinal réplica) visando calcular a diferença de tempo existente entre o tempo de emissão do sinal desde o satélite s e o tempo de recepção obtido a partir do receptor r . Assim, partindo da equação 2.3, e considerando o erro de não sincronismo dos relógios do receptor e do satélite com o tempo (ε_{t_r} e ε_{t^s}), tem-se que:

$$PD_r^s = \sqrt{(x^s - x_r)^2 + (y^s - y_r)^2 + (z^s - z_r)^2} + c(\varepsilon_{t_r} - \varepsilon_{t^s}) + \varepsilon_{PD_r^s} \quad (2.4)$$

A respeito do termo $\varepsilon_{PD_r^s}$, é importante salientar que ele representa a somatória dos diferentes erros provenientes de uma série de processos físico-químicos presentes no instante do posicionamento. Dentre eles, cita-se a refração troposférica ε_{trop} , a refração ionosférica ε_{ion} , os efeitos relativísticos ε_{rel} , e o efeito de multi-caminho ε_{mul} , obtendo-se então:

$$\varepsilon_{PD_r^s} = \varepsilon_{trop} + \varepsilon_{ion} + \varepsilon_{rel} + \varepsilon_{mul} + \dots + \varepsilon_A \quad (2.5)$$

Onde:

ε_A Resíduos de efeitos aleatórios e parâmetros não modelados na estação r para os códigos observados.

2.1.2.2 Diferenças de fase de onda portadora

As medidas ou diferenças de fase da onda portadora, de forma similar às medidas de código ou pseudo-distância, fundamentam-se no cálculo da diferença matemática entre as fases geradas pelo satélite e suas réplicas geradas pelo receptor. Assim, partindo da diferença de fase tem-se (HOFMANN; LICHTENEGGER; COLLINS, 2001):

$$\phi_r^s = \phi_r(t_r) - \phi^s(t_r - t_r^s) + N_r^s + \varepsilon_{\phi_r^s} \quad (2.6)$$

Onde:

$\phi_r(t_r)$ Fase gerada pelo receptor no tempo t .

$\phi^s(t_r - t_r^s)$ Fase gerada pelo satélite emitida no tempo t .

N_r Número inteiro de ciclos (incógnitos).

$\varepsilon_{\phi_r^s}$ Erros provenientes dos efeitos aleatórios e parâmetros não modelados na estação r para as ondas portadoras observadas.

t_r^s Tempo de transmissão do sinal GPS, representado pela equação 2.7.

$$t_r^s = \frac{\rho_r^s}{c} = \frac{\sqrt{(x^s - x_r)^2 + (y^s - y_r)^2 + (z^s - z_r)^2}}{c} \quad (2.7)$$

Se por sua parte, ϕ^s pode ser expressa em função da frequência f , através da equação:

$$\phi^s = f t_r \quad (2.8)$$

Tem-se que:

$$\phi_r^s = \frac{\rho_r^s f}{c} - f(\varepsilon_{t_r} - \varepsilon_{t^s}) + N_r^s + \varepsilon_{\phi_r^s} \quad (2.9)$$

Ou o que é igual a:

$$\lambda \phi_r^s = \rho_r^s - c(\varepsilon_{t_r} - \varepsilon_{t^s}) + \lambda N_r^s + \varepsilon_{\phi_r^s} \quad (2.10)$$

Onde:

$$c = f\lambda \quad (2.11)$$

2.1.3 Observáveis derivadas e principais combinações lineares

A presença de erros sistemáticos nas observações GNSS implica numa grande dificuldade no momento da resolução das equações de pseudo-distância de código e fase. Isto devido em parte, à não heterogeneidade do impacto dos erros no posicionamento e também na complexidade da modelagem dos mesmos. Uma das alternativas amplamente usadas para a eliminação ou atenuação dos efeitos gerados pela presença dos erros sistemáticos na estimação de parâmetros, são as denominadas combinações lineares de código e fase, as quais podem ser formadas através da combinação linear entre observações de (SEEBER, 2003):

- Diferentes estações.
- Diferentes satélites.
- Diferentes épocas.
- Do mesmo tipo.
- De diferente tipo.

Assim, a combinação de duas observações provenientes de dois receptores, de dois satélites ou de duas observações em diferentes épocas formam as chamadas simples diferenças. Elas têm como objetivo principal cancelar os termos ε_{t_r} , ε_{t^s} e N_r^s nas equações de observação (Equação 2.10). Como exemplo e de acordo com Seeber (2003), a simples diferença de fase entre dois receptores (r) e um satélite (s) pode ser formada mediante a equação:

$$\Delta \phi_r^s = \Delta \rho_r^s + c\varepsilon_{t_r} + \Delta \varepsilon_{trop} + \Delta \varepsilon_{ion} + \lambda \Delta N_r^s + \varepsilon_{\phi_r^s} \quad (2.12)$$

Note-se que o erro de sincronização do relógio do satélite ε_{t^s} é cancelado.

De forma similar que no caso anterior, as chamadas duplas diferenças formam-se a partir da combinação de duas simples diferenças entre receptores ou entre satélites. Assim, tem-se que (SEEBER, 2003):

$$\nabla \Delta \phi_r^s = \nabla \Delta \rho_r^s + \nabla \Delta \varepsilon_{trop} + \nabla \Delta \varepsilon_{ion} + \lambda \nabla \Delta N_r^s + \varepsilon_{\phi_r^s} \quad (2.13)$$

Neste caso, os termos ε_{ts} e ε_{tr} foram eliminados da equação.

Devido principalmente ao fato de que a dupla diferença proporciona uma melhor relação entre o ruído resultante e a eliminação de erros sistemáticos das observações (MONICO, 2008), é considerada por muitos como a observável básica para muitos modelos de ajuste de observações, principalmente na resolução de ambiguidades (SEEBER, 2003).

Por outro lado, no referente às combinações de observações do mesmo tipo, é possível estabelecer novas equações a partir da soma entre duas ondas portadoras de fase ou entre dois códigos. O principal objetivo destas combinações é a eliminação dos erros provenientes da propagação do sinal na atmosfera, e a resolução das ambiguidades de fase. Assim, por exemplo, uma combinação linear de fase entre as duas ondas portadoras (ϕ_{CL_n}), pode ser gerada a partir da expressão (SEEBER, 2003):

$$\phi_{CL_n} = n_1 \phi_{1r}^s + n_2 \phi_{2r}^s \quad (2.14)$$

Onde:

n_1, n_2 Números arbitrários.

ϕ_{1r}^s, ϕ_{2r}^s Medidas de fase das ondas portadoras L_1 e L_2 .

Substituindo as fases ϕ_{1r}^s e ϕ_{2r}^s das ondas portadoras por sua definição:

$$\phi_{ir}^s = f_i t \quad (2.15)$$

Obtém-se finalmente:

$$\phi_{CL_n} = n_1 f_1 t + n_2 f_2 t = (n_1 f_1 + n_2 f_2) t \quad (2.16)$$

Onde:

$$\lambda_{CL_n} = \frac{c}{n_1 f_1 + n_2 f_2} \quad (2.17)$$

É o comprimento de onda da frequência resultante da combinação linear.

Um resumo das principais combinações usadas no posicionamento por satélites apresenta-se na TABELA 1:

TABELA 1 – PRINCIPAIS COMBINAÇÕES LINEARES DE FASE

SINAL	NOME	n_1	n_2	λ_{CL} (cm)
L_1	Portadora L_1	1	0	19,0
L_2	Portadora L_2	0	1	24,4
L_0	LC Livre de ionosfera	-	-	0
L_Δ	LC Wide Lane	1	-1	86,2
L_Σ	LC Narrow Line	1	1	10,7

FONTE: Dach et al. (2015)

É importante salientar que inúmeras observações podem ser derivadas a partir da combinação das equações originais. No entanto, quanto maior for o número de combinações, maior será o nível do ruído presente nas equações (princípio de propagação de erros).

2.2 ERROS SISTEMÁTICOS PRESENTES NO POSICIONAMENTO

TABELA 2 – PRINCIPAIS FONTES DE ERRO NO POSICIONAMENTO

FONTE	ERRO	TIPO
Satélite	Erro na órbita	Posição
	Efeitos relativísticos	Estabilidade do relógio
	Erros instrumentais	Sincronização do relógio
		Variações do centro de fase
Sinal	Radiação solar	Pressão por radiação solar
	Refração atmosférica	Refração troposférica
		Refração ionosférica
	Multi-caminho	
Receptor / Antena	Erros instrumentais	Sincronização do relógio
		Variações do centro de fase
		Propagação entre canais
Meio	Geodinâmica	Movimentos Tectônicos
	Cargas	Carga da atmosfera
		Carga do oceano
		Carga hidrológica
		Marés atmosféricas
	Marés	Marés oceânicas
		Marés terrestres

FONTE: O autor (2017)

No processo de estimação dos parâmetros, encontram-se presentes diversos erros. Eles são provenientes, principalmente, das interações que as observações GNSS tem com seu entorno devido aos diferentes processos que se desenvolvem na superfície terrestre e na atmosfera, além da deficiência no estabelecimentos dos modelos físicos ideais para seu tratamento (leis da mecânica Newtoniana não são sempre aplicáveis). Assim, de forma geral e de acordo com a fonte do erro, é possível classificá-los em quatro grandes grupos como se apresenta na TABELA 2. Uma análise mais exhaustiva dos diferentes erros presentes no instante do posicionamento, incluindo sua magnitude e o nível de acurácia alcançado pelos diferentes modelos empregados no seu tratamento, pode ser obtido através das Convenções da IERS 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010, p. 9). Documento constituído numa norma padrão para a geração de soluções posicionais de alta precisão.

Neste trabalho de pesquisa, descrevem-se alguns dos erros sistemáticos mais influentes usados na determinação das coordenadas geodésicas, enfatizando, em grande parte, aqueles provenientes da denominada carga por pressão atmosférica, objeto do estudo.

2.2.1 Erros provenientes dos satélites

2.2.1.1 Erros na órbita dos satélites

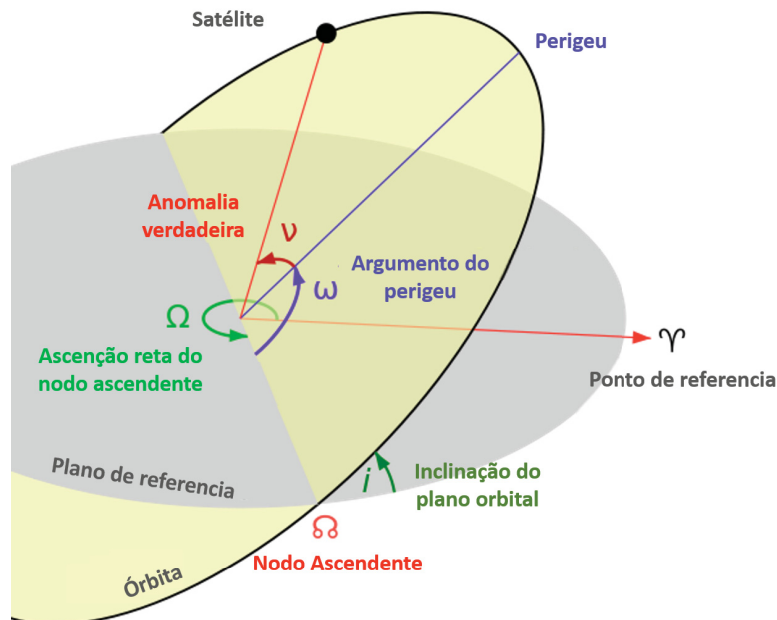


FIGURA 2 – ELEMENTOS KEPLERIANOS ORBITAIS
FONTE: Adaptado de Shubham e Samhita (2016)

O erro na órbita do satélite deve-se, em princípio, as variações que sofre sua trajetória devido aos diferentes tipos de perturbações e fenômenos físicos aos quais os satélites estão expostos. De forma geral, o cálculo das órbitas e o tratamento de seus erros realizam-se através

do emprego dos elementos keplerianos e suas variações (FIGURA 2) definidores do movimento, segundo Seeber (2003):

- Ascensão reta do nodo ascendente (Ω). Ângulo geocêntrico entre a direção do nodo ascendente e o ponto de referência (Ponto Aries).
- Inclinação do plano orbital (i). Ângulo formado entre o plano da órbita descrito pelo satélite e o plano de referência ou Equador.
- Argumento do perigeu (ω). Ângulo formado entre as direções do nodo ascendente e do perigeu medido sobre o plano orbital.
- Anomalia verdadeira (v). Ângulo geocêntrico formado entre a direção do perigeu e o satélite observado no instante de tempo t .
- Semi-eixo maior da órbita elíptica descrita pelo satélite(a).

O organismo oficial responsável por realizar o cálculo das órbitas e seus erros, é o Serviço GNSS Internacional, IGS. Ele disponibiliza em seu site oficial 4 tipos de produtos classificados de acordo à qualidade da órbita conforme se observa na TABELA 3:

TABELA 3 – TIPOS DE ÓRBITAS GERADAS PELO IGS

TIPO DE ÓRBITA	QUALIDADE	LATÊNCIA
Ultra-rápida (predita)	~ 5 cm	Tempo real
Ultra-rápida (observada)	< 3 cm	Depois de 03 horas
Rápida	$< 2,5$ cm	Depois de 17 horas
Final	$< 2,5$ cm	Depois de 13 dias (aprox.)

FONTE: Adaptado de Dach et al. (2015)

Desta forma, baseados na qualidade das órbitas e no comprimento de linha de base entre dois pontos é possível estabelecer uma aproximação do erro da linha Δx associada ao erro orbital ΔX , através da equação (BAUERSIMA, 1983):

$$\Delta x(m) = \frac{l}{d} \Delta X(m) \approx \frac{l(km)}{25000(km)} \Delta X(m) \quad (2.18)$$

A TABELA 4, mostra a correlação existente entre os erros orbitais e os erros nas linhas de base em função do seu comprimento.

TABELA 4 – ERROS DE LINHAS DE BASE EM FUNÇÃO DO ERRO ORBITAL

ERRO ORBITAL	COMPRIMENTO DE LINHA	ERRO DA LINHA DE BASE
2,5 m	1 km	- mm
2,5 m	10 km	1 mm
2,5 m	100 km	10 mm
2,5 m	1000 km	100 mm
0,05 m	1 km	- mm
0,05 m	10 km	- mm
0,05 m	100 km	0.2 mm
0,05 m	1000 km	2 mm

FONTE: Adaptado de Dach et al. (2015)

2.2.1.2 Efeitos relativísticos

Ao se comparar o ritmo de avanço de dois relógios idênticos situados cada um em um satélite e sobre a superfície terrestre, é possível verificar uma pequena diferença entre suas medições. Isto se deve em princípio pela diferença de potencial gravitacional (relatividade geral) existente entre os dois relógios, e a sua velocidade relativa (relatividade especial). Assim, se diz que, dita diferença pode ser decomposta da forma (HERNÁNDEZ-PAJARES; ZORNOZA; SUBIRANA, 2001):

- Componente constante. Dependente do valor nominal do semi-eixo maior da órbita do satélite e corrigida através da fórmula:

$$\frac{f'_0 - f_0}{f_0} = \frac{1}{2} \left(\frac{v}{c} \right)^2 + \frac{\Delta U}{c^2} \approx -4.464 \times 10^{-10} \quad (2.19)$$

Onde:

f'_0	Frequência emitida pelo satélite (10,22999999543 MHz).
f_0	Frequência recebida sobre a superfície terrestre (10,23 MHz).
v	Velocidade do satélite em um sistema inercial.
c	Velocidade de propagação da luz no vácuo.
ΔU	Diferença de potencial gravitacional.

- Componente periódica (ε_{rel}). Dependente da excentricidade da órbita do satélite e definida por (HOFMANN; LICHTENEGGER; COLLINS, 2001):

$$\varepsilon_{rel} = 2 \frac{\sqrt{Ga}}{c} e \sin E \quad (2.20)$$

Onde:

G	Constante de gravitação universal.
a	Semi-eixo maior da órbita elíptica.
E	Anomalia excêntrica do satélite na órbita.

2.2.1.3 Erros do relógio dos satélites

O erro do relógio dos satélites ε_{ts} , deve-se principalmente à presença de pequenas variações na frequência do oscilador (Rubídio ou Césio). De forma geral, a modelagem do erro no sistema de tempo GPS t , é realizada através do estabelecimento de um polinômio de segundo grau, da forma (SEEBER, 2003):

$$\varepsilon_{ts} = a_0 + a_1 (t - t_0) + a_2 (t - t_0)^2 \quad (2.21)$$

Onde:

a_0	<i>bias</i> (constante).
a_1	Deriva do relógio.
a_2	Aceleração do relógio.
t_0	Época de referência para os coeficientes do polinômio.

Os valores dos coeficientes a_0 , a_1 e a_2 podem ser obtidos através da mensagem de navegação emitida por cada um dos satélites, ou através dos arquivos RINEX CLK (RAY; GURTNER, 2010).

2.2.1.4 Pressão por radiação solar

De acordo com Beutler et al. (1994) a pressão exercida sobre os satélites devido à radiação solar ε_{rsol} pode gerar uma aceleração na sua trajetória, a qual pode ser modelada através da equação:

$$\varepsilon_{rsol} = r_0 + D(u) e_D + Y(u) e_Y + X(u) e_X \quad (2.22)$$

Onde:

r_0	Aceleração inicial (valor a-priori).
u	Argumento angular.
e_D	Vetor unitário na direção Satélite-Sol.

e_Y	Vetor unitário ao longo do eixo do painel solar do satélite.
e_X	Vetor unitário ortogonal aos outros vetores.

E:

$$D(u) = D_0 + D_{1,c} \cos u + D_{1,s} \sin u \quad (2.23)$$

$$Y(u) = Y_0 + Y_{1,c} \cos u + Y_{1,s} \sin u \quad (2.24)$$

$$X(u) = X_0 + X_{1,c} \cos u + X_{1,s} \sin u \quad (2.25)$$

As equações 2.23, 2.24 e 2.25 são funções representadas em séries de Fourier e cujos parâmetros ($D_0, D_{1,c}, D_{1,s}, Y_0, Y_{1,c}, Y_{1,s}, X_0, X_{1,c}, X_{1,s}$) podem ser obtidos através dos modelos oficiais estabelecidos pelo IGS, nas Convenções de 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010).

2.2.2 Erros provenientes da propagação do sinal GPS

2.2.2.1 Refração atmosférica

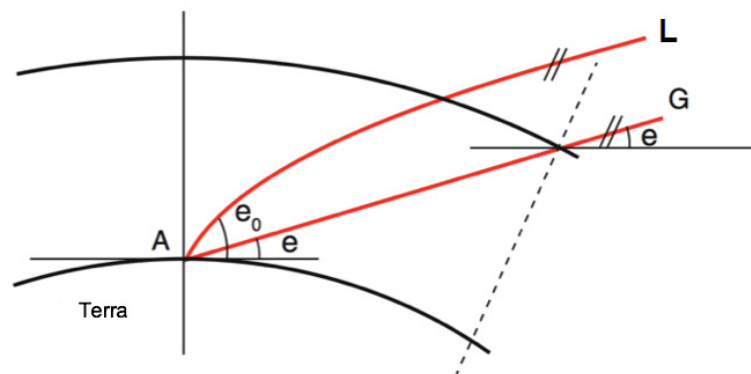


FIGURA 3 – ESQUEMA BÁSICO DE REFRAÇÃO DO SINAL GPS
FONTE: Adaptado de Nilsson et al. (2013)

O sinal GPS, como toda onda eletromagnética, sofre uma alteração em sua estrutura no momento que ela atravessa as diferentes camadas da atmosfera terrestre, resultando principalmente da interação entre os componentes físico-químicos do meio e da própria onda. Assim, de forma geral, define-se como refração atmosférica do sinal GPS (ε_{atm}), à diferença entre o comprimento total da onda eletromagnética, representada por L, e a distância geométrica da reta, representada por G (FIGURA 3). Isto é (NILSSON et al., 2013):

$$\varepsilon_{atm} = L - G \quad (2.26)$$

Onde:

$$L = \int_S n(s) ds \quad (2.27)$$

Sendo:

S O trajeto com o menor tempo de propagação
(mínimo de L , de acordo com o Princípio de Fermat).

A qual, por sua vez, é função do índice de refração:

$$n(s) = \frac{c}{v} \quad (2.28)$$

Onde:

c Velocidade de propagação da luz no vácuo.

v Vetor de propagação da onda no meio.

Partindo deste princípio, é lógico assumir, que o atraso atmosférico do sinal GPS, terá um comportamento diferente no momento de atravessar cada uma das camadas da atmosfera, uma vez que o cálculo do índice de refração depende da composição do meio (NILSSON et al., 2013). Assim, as camadas mais influentes na degradação do sinal GPS são: a troposfera, também chamada atmosfera neutra (1 a 10 km de altitude) e a ionosfera (50 a 1000 km de altitude).

2.2.2.2 Refração troposférica

A refração troposférica (ε_{trop}) deve-se principalmente às alterações de pressão, temperatura e conteúdo de vapor de água presentes na troposfera. Assim, partindo das equações 2.26 e 2.27 e levando em consideração que no caso da troposfera, o índice de refração é aproximadamente 1, o melhor é trabalhar com a refratividade do ar $N(s)$:

$$N(s)_{trop} = (n(s)_{trop} - 1) \times 10^6 \quad (2.29)$$

Tem-se que o atraso troposférico do sinal GPS, pode ser expresso da forma:

$$\varepsilon_{trop} = 10^{-6} \int_S N(s)_{trop} ds + S - G \quad (2.30)$$

Além disso, e uma vez que o termo $S - G$ é insignificante na troposfera (NILSSON et al., 2013), a refratividade do ar pode ser dividida em um termo seco $N(s)_{trop_s}$, e um termo

úmido $N(s)_{trop_u}$ na análise de sinais de rádio com frequências entre os 100MHz e os 20 GHz (SMITH; WEINTRAUB, 1953), é possível reescrever a equação 2.30 na forma:

$$\varepsilon_{trop} = 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_s} ds + 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_u} ds \quad (2.31)$$

Finalmente, e com o objetivo de levar em conta no cálculo, a dependência dos ângulos de elevação dos satélites nos quais foram efetuadas as observações, diz-se que:

$$\varepsilon_{trop} = \left[mf(e)_s \times 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_s} ds \right] + \left[mf(e)_u \times 10^{-6} \int_S N(s)_{trop_u} ds \right] \quad (2.32)$$

Onde:

$mf(e)$ Função de mapeamento troposférico.

A função de mapeamento troposférico, pode ser obtida através dos diferentes modelos existentes (BOEHM; WERL; SCHUH, 2006; BOEHM et al., 2006; STEIGENBERGER; BOEHM; TESMER, 2009), recomendados pelo IERS, nas Convenções de 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010).

2.2.2.3 Refração ionosférica

A refração ionosférica é um processo dispersivo gerado pela interação existente entre a onda emitida pelo satélite e os elétrons livres suspensos na atmosfera. Ditos elétrons são gerados principalmente, a partir do processo de ionização das moléculas de gás presentes no meio e da radiação ultravioleta e raios X provenientes do Sol. Dessa maneira, e tendo a consideração que o índice de refração para a distância geométrica G é 1, o atraso ionosférico (ε_{ion}) pode ser calculado através da equação (ALIZADEH et al., 2013):

$$\varepsilon_{ion} = \int n(s)_{ion} ds - \int ds_0 \quad (2.33)$$

Sendo:

$$n(s)_{ion} = 1 - \frac{C_X}{2} N_e f^{-2} \pm \frac{C_X C_Y}{2} N_e B_0 \cos \theta f^{-3} - \frac{C_X^2}{2} N_e^2 f^{-4} \quad (2.34)$$

Onde:

C_X, C_0 Constantes predefinidas.

N_e Densidade eletrônica.

B_0 Magnitude do campo magnético vectorial.

Substituindo 2.34 em 2.33, obtém-se:

$$\varepsilon_{ion} = -\frac{C_X}{2f^2} \int N_e ds \pm \frac{C_X C_Y}{2f^3} \int N_e B_0 \cos \theta ds - \frac{C_X^2}{8f^4} \int N_e^2 ds + \int ds - \int ds_0 \quad (2.35)$$

2.2.2.4 Multicaminho

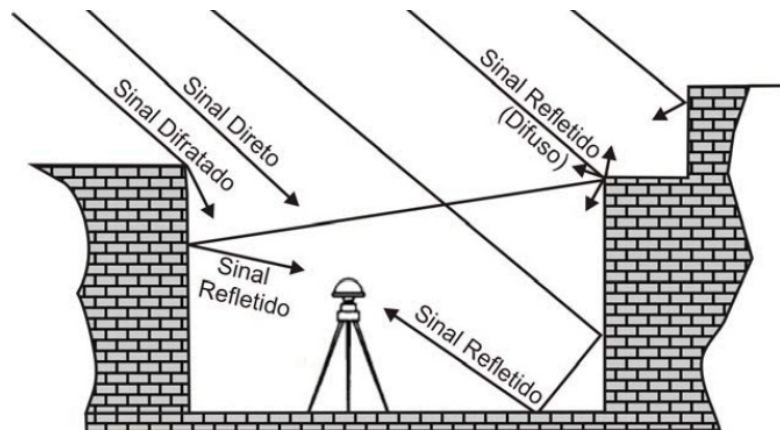


FIGURA 4 – EFEITO DE MULTICAMINHO
FONTE: Souza (2008)

O efeito de multicaminho caracteriza-se pela reflexão do sinal GPS antes de atingir o centro de fase da antena. Este fenômeno ocorre quando o receptor se encontra localizado próximo de superfícies ou objetos refletoras, capazes de interferir no percurso do sinal (FIGURA 4). O multi-caminho afeta de forma similar as medições de código e fase, no entanto, o efeito sobre as observações de código P é duas vezes maior que a magnitude para as observações de fase portadora e no caso do código C/A, pode gerar erros na ordem de vários metros (SEEBER, 2003).

Entre as principais soluções existentes para atenuar e minimizar o impacto do efeito multi-caminho encontram-se: i) a seleção de uma localização ótima, sem a presença de superfícies ou objetos refletoras; ii) o uso de antenas co-planares de Terra que evitem em grande parte a reflexão do sinal; iii) a implementação de material absorvente na superfície física onde se localiza a antena (por exemplo AEM-LAGEH), e, iv) o uso de métodos de correlação (análise das mudanças de polarização) e de calibração.

2.2.3 Erros provenientes do receptor

2.2.3.1 Erro no relógio do receptor

Em geral os receptores GPS têm relógios de quartzo, com estabilidades inferiores à dos relógios atômicos instalado a bordo dos satélites. Assim, o erro no relógio do receptor

deve-se a uma defasagem contínua de sua frequência em relação ao tempo GPS, a qual pode ser eliminada através do uso de duplas diferenças de fase no processo de ajuste das observações. De acordo com Monico (2008), é possível eliminar este erro, sempre que a diferença entre os relógios não seja superior a um milissegundo. Uma diferença maior poderia gerar um erro perto dos 300 metros na determinação da distância.

2.2.3.2 Centro de fase da antena dos receptores

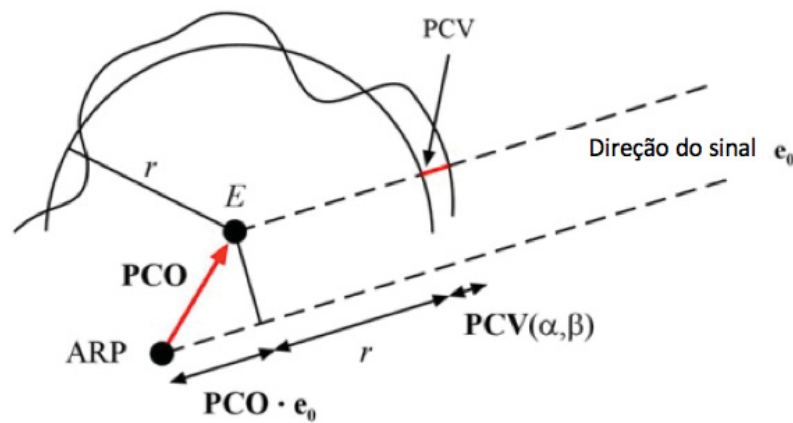


FIGURA 5 – PARÂMETROS PRINCIPAIS DA ANTENA DO RECEPTOR
FONTE: Zeimetz e Kuhlmann (2008)

A variação no centro de fase das antenas dos receptores, deve-se de forma geral, à discrepância existente entre a posição do centro de fase eletrônico (ponto onde chega o sinal) e o centro mecânico ou geométrico do equipamento. O principal motivo desta discrepância se deve à variação do centro radioelétrico em razão das mudanças em azimuth e altura do satélite. Segundo Freiburger Jr. (2007), o offset do centro de fase pode ser expresso a partir de dois parâmetros principais. O primeiro, o offset do centro de fase (PCO), definido como o vetor P , com origem no ARP (em inglês: Antenna Reference Point) e extremidade no centro de fase (E), e a denominada variação do centro de fase (PCV) definida como um deslocamento adicional do centro de fase, de caráter sistemático, que se comporta conforme o ângulo de incidência do sinal do satélite na antena (FIGURA 5). Assim, o cálculo da variação do centro de fase (ε_{ant}), pode ser modelado através da equação (SEEBER, 2003):

$$\varepsilon_{ant} = r_0 + \Delta\phi(z, a) \cdot e_{z,a} \quad (2.36)$$

Onde:

$\Delta\phi(z, a)$

Variação do centro de fase,

função do ângulo de elevação e do azimuth satelital.

r_0	Offset médio do centro de fase (PCO).
$e_{z,a}$	Vetor unitário em direção do satélite, definido por:

$$e_{z,a} = [\cos \alpha \sin z, \sin \alpha \sin z, \cos z]^T \quad (2.37)$$

2.2.4 Erros provenientes do meio

2.2.4.1 Efeitos geodinâmicos

Os diferentes processos geodinâmicos da Terra possuem um impacto direto na geração de coordenadas devido principalmente à incidência que estes têm na deformação da superfície terrestre. Assim, a presença de agentes magmáticos, sísmicos ou telúricos nas imediações dos pontos posicionados, pode gerar erros nas componentes (principalmente na componente horizontal) ao nível do centímetro ou metro em função de sua magnitude e da distância entre o ponto observado e o evento geofísico (AGNEW, 1992; LANGBEIN; MURRAY; SNYDER, 2006; BEVIS; BROWN, 2014; MOREAUX et al., 2016). De acordo com Bevis e Brown (2014) uma forma simples de modelar o movimento da crosta terrestre nas componentes cartesianas de um ponto é através do denominado modelo de trajetória. Isto é:

$$X(t) = X_R + v(t - t_R) + \sum_{j=1}^{n_j} b_j H(t - t_j) + \sum_{k=1}^{n_k} [s_k \sin \omega_k t + c_k \cos \omega_k t] \quad (2.38)$$

Onde:

X_R	Posição de referência no tempo t_R ,
b_j	Número de saltos (descontinuidades sistemáticas).
$v(t - t_R)$	Velocidade linear da estação / ponto.
$H(t - t_j)$	Função de Heaviside.
ω_k	Amplitude dos deslocamentos periódicos, obtida através da equação 2.39

$$\omega_k = \frac{2\pi}{\tau_k} \quad (2.39)$$

Onde τ_k , é o valor do período do sinal expresso em anos (0,5 anos, 1 ano, 2 anos, entre outros).

2.2.4.2 Efeitos de deformação elástica terrestre

De forma geral, as forças gravitacionais exercidas pela Lua e pelo Sol, induzem uma resposta física nos corpos planetários. Assim, visto que a Terra não é rígida, ela se deforma de acordo com as suas propriedades elásticas. Tal fato ocasiona que a distância entre um ponto qualquer localizado na superfície terrestre e o centro de massa da Terra (origem do sistema de coordenadas geocêntrico), seja variável no tempo (MIRANDA et al., 2015). Isto em termos de precisão é o mesmo que dizer que, para o caso do posicionamento, este será afetado em grande parte, através da inclusão de um termo periódico (harmônico) nas coordenadas calculadas (SANZA; ZORNOZA; HERNÁNDEZ-PAJARES, 2011). Baseados neste preceito, e de acordo com o estabelecido nas Convenções da IERS do ano 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), os principais efeitos da resposta elástica da Terra induzida pelas forças gravitacionais externas podem ser classificados em três grandes grupos. Estes são:

- Maré Polar.
- Marés Terrestres.
- Carga Oceânica.
- Carga por Pressão Atmosférica.

2.2.4.3 Maré Polar

Compreende a resposta elástica variável da crosta terrestre devido ao deslocamento contínuo do eixo de rotação terrestre instantâneo (movimento de Chandler). A resposta tem um efeito menor do que 2,5 centímetros em vertical e 0,7 centímetros em horizontal, e pode ser modelada para um ponto com latitude geocêntrica φ , longitude geocêntrica λ e distância radial \hat{r} através das equações (SANZA; ZORNOZA; HERNÁNDEZ-PAJARES, 2011):

$$\vec{U}_{\hat{r}_{polar}} = -\frac{\omega_E^2 R_e}{2g} h \sin 2\varphi (m_1 \cos \lambda + m_2 \sin \lambda) \hat{r} \quad (2.40)$$

$$\vec{U}_{\varphi_{polar}} = -\frac{\omega_E^2 R_e}{2g} l \cos 2\varphi (m_1 \cos \lambda + m_2 \sin \lambda) \varphi \quad (2.41)$$

$$\vec{U}_{\lambda_{polar}} = -\frac{\omega_E^2 R_e}{2g} l \sin \varphi (-m_1 \sin \lambda + m_2 \cos \lambda) \lambda \quad (2.42)$$

Onde:

ω_E Velocidade angular de rotação terrestre.

g Aceleração gravitacional.

h e l	Números nominais de Love ($h = 0,612$ e $l = 0,085$).
m_1 e m_2	Deslocamento do polo em relação ao CIO (1903,0).

2.2.4.4 Marés Terrestres

Compreendem os movimentos da crosta terrestre, devido às forças de atração gravitacional produzidas por corpos externos, principalmente do Sol e da Lua. De forma geral, as Marés Terrestres ou também chamadas de Marés Sólidas, produzem deslocamentos verticais e horizontais que podem ser expressos pela expansão de harmônicos esféricos, caracterizados pelos números de Love e Shida. Isto é (SANZA; ZORNOZA; HERNÁNDEZ-PAJARES, 2011):

$$\vec{U}_{R_{terrestre}} = \sum_{j=2}^3 \frac{GM_j R_e^4}{GM_e R_j^3} \left\{ h_2 \vec{r} \left[\frac{3}{2} (\vec{R}_j \cdot \vec{r})^2 - \frac{1}{2} \right] + 3l_2 (\vec{R}_j \cdot \vec{r}) [\vec{R}_j - (\vec{R}_j \cdot \vec{r}) \vec{r}] \right\} \quad (2.43)$$

Onde:

G	Constante de gravitação universal.
M_j	Massa da Lua e do Sol.
M_e	Massa da Terra.
R_e	Raio equatorial da Terra.
\vec{R}_j e R_j	Vetor unitário e magnitude desde o geocentro até a Lua e Sol.
\vec{r} e r	Vetor unitário e magnitude desde o geocentro até a estação.
h_2 e l_2	Números nominais de Love de grau 2 ($h_2 = 0,607$ e $l_2 = 0,084$).

2.2.4.5 Carga oceânica

Compreende o efeito de maré secundário, devido à resposta elástica da crosta terrestre às marés oceânicas, produzindo a deformação do fundo do mar e um deslocamento superficial da superfície terrestre adjacente. A carga oceânica ao contrário da maré terrestre não tem uma componente permanente na sua estrutura (SAASTAMOINEN, 1972), e pode ser calculada pela equação:

$$\vec{U}_{R_{oceano}} = \sum_j^{\infty} f_i A_j \cos(\omega_j t + \chi_j + v_j - \phi_j) \quad (2.44)$$

Onde:

f_j e v_j	Parâmetros dependentes da longitude do nodo lunar.
---------------	--

ϕ_j	Fase da estação.
A_j	Amplitude da estação.
ω_j	Velocidade angular da maré no tempo $t = 0$.
χ_j	Argumento astronômico no tempo $t = 0$.
j	Os 11 termos parciais de marés, sendo:

TABELA 5 – TERMOS DE MARÉ

PERÍODO	TERMO	FREQUÊNCIA ($^{\circ}/hora$)	AMPLITUDE (nGal)
Diurna	O_1	13,943036	37689
	P_1	14,958931	17554
	Q_1	13,398661	7216
	K_1	15,041069	Lua. -36233
			Sol. -16817
Semi-diurna	M_2	28,984104	90812
	N_2	28,439730	17387
	S_2	30,000000	42286
	K_2	30,082137	Lua. 7858
			Sol. 3648
Longo período	M_f	1,098033	15642
	M_m	0,544375	8254
	S_{sa}	0,082137	7287

FONTE: De Freitas (2013)

2.2.4.6 Outros efeitos

Além dos efeitos anteriormente indicados, é importante ressaltar que nos últimos anos, muitos efeitos derivados da deformação elástica da Terra têm sido incluídos no processamento de dados GNSS, visando sempre melhorar a acurácia das soluções. Exemplos destes são a denominada Carga por Pressão Atmosférica, produto da variação de pressão e temperatura superficial, a qual pode gerar erros na componente vertical dos pontos em estudo, de até 10 mm por ano (WIJAYA et al., 2013); e a chamada Carga Hidrológica, efeito da transferência sazonal da água entre os continentes e os oceanos, e cuja modelagem no processamento pode melhorar ao redor dos 5 mm o valor das variâncias de cada componente (TREGONING et al., 2009; DILL et al., 2015). No entanto, e devido ao fato de que na maior parte dos estudos realizados até hoje em dia, o impacto dos modelos desenvolvidos ainda não está realmente claro, sua inclusão como modelo padrão de correção nas convenções da IERS, não é oficial (COLLILIEUX; VANDAM; ALTAMIMI, 2012).

2.3 CARGA POR PRESSÃO ATMOSFÉRICA

2.3.1 Generalidades

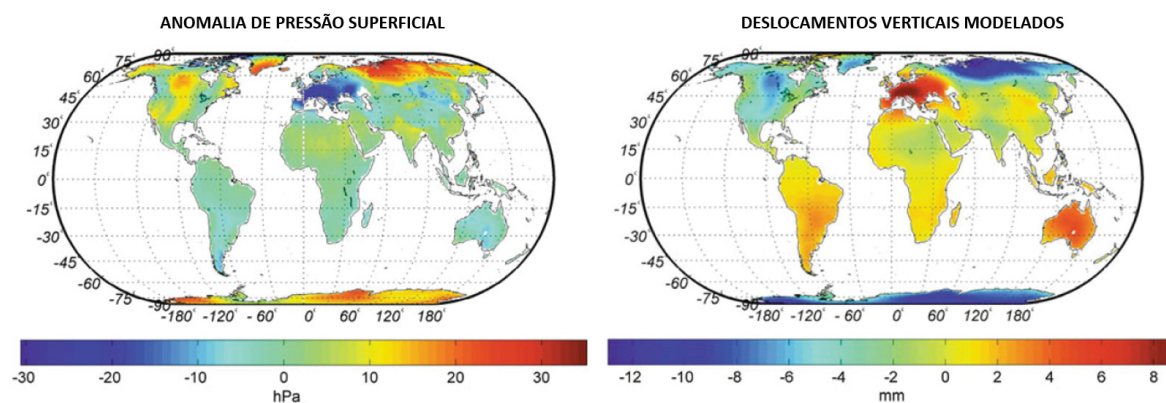


FIGURA 6 – PRESSÃO SUPERFICIAL E DESLOCAMENTOS VERTICAIS INDUZIDOS
 FONTE: WIJAYA et al. (2013)

O efeito de carga por pressão atmosférica (APL), fundamenta-se no movimento contínuo das massas de ar devido principalmente à diferença de calor existente entre latitudes altas e baixas (WIJAYA et al., 2013). Este fato aumenta consideravelmente a velocidade do vento e gera uma variação na pressão superficial que pode ir desde os 20 até os 50 mBar (PETROV; BOY, 2004). Dita variação em termos de precisão, chega a ser prejudicial para o posicionamento satelital, já que exerce uma força direta (carga) sobre a superfície terrestre, deformando-a vários centímetros. De acordo com Vandam, Blewitt e Heftin (1994), os deslocamentos superficiais provenientes da redistribuição das massas de ar, representam perto de 24 por cento da variância total das altitudes elipsoidais. Petrov e Boy (2004), por sua parte, comprovaram que a deformação superficial, pode chegar até os 20 mm para a componente vertical e 3 mm para a componente horizontal, concordando com o anterior. Por outro lado, Wijaya et al. (2013) assinalam que existe uma correlação negativa entre a variação espacial da pressão superficial (anomalia de pressão) e os deslocamentos verticais (FIGURA 6). Assim por exemplo, para o caso de um ponto localizado na Sibéria, com uma anomalia de pressão ao redor dos 30 hPa, a superfície terrestre se deforma a uma taxa de 10 mm por ano.

Baseados nestes preceitos, Petrov e Boy (2004) estabeleceram como uma alternativa de modelagem, o uso de um modelo de correção geofísico baseado na convolução das pressões superficiais obtidas a partir do modelo NCEP Reanalysis (em inglês: National Centers for Environmental Prediction Reanalysis model) (KALNAY et al., 1996) e as denominadas funções de Green de sobrecarga (FARRELL, 1972). Os resultados do estudo demonstraram que, tanto os deslocamentos verticais como os horizontais, produto do efeito de carga, podem ser calculados de forma correta (erros menores de 15 por cento) para quaisquer ponto na superfície terrestre, obtendo melhoras consideráveis nas coordenadas dos mesmos (PETROV; BOY, 2004). No entanto, e apesar de ditos resultados, o modelo só é considerado modelo padrão no caso da

técnica VLBI (COLLILIEUX; VANDAM; ALTAMIMI, 2012). Isto se deve em princípio, já que para o caso da técnica GPS, à baixa resolução temporal (6 horas) e espacial ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$) dos dados de pressão usados no modelo, não permite uma modelagem adequada do efeito. Por tanto, não atinge o nível de precisão estabelecido nas Convenções do IERS para ser considerado modelo padrão classe 1 (precisões de 1 mm ou melhor) (GÉRARD; LUZUM, 2010; COLLILIEUX; VANDAM; ALTAMIMI, 2012).

2.3.2 Modelagem do efeito de carga atmosférica

Levando em consideração as ideias anteriormente descritas, e apesar dos requerimentos estabelecidos pelo IERS nas suas Convenções 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), as duas principais alternativas de modelagem do APL são (WIJAYA et al., 2013):

- O uso de um modelo geofísico, baseado na convolução da pressão superficial e as funções de Green de sobrecarga conforme abordagem estabelecida por Farrell (1972). (Seção 2.3.3)
- O uso de um modelo de correção empírico, baseado no cálculo de um valor médio de deformação (coeficientes de regressão linear) a partir das próprias observações GNSS. (Seção 2.3.4)

2.3.3 Modelo geofísico de carga

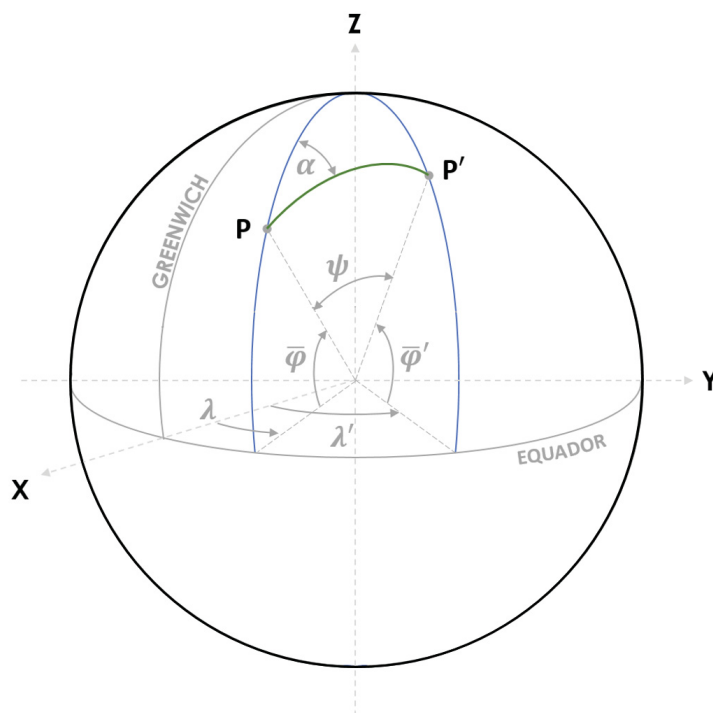


FIGURA 7 – ESQUEMA GEOMÉTRICO DO EFEITO DE CARGA
FONTE: O autor (2017)

De acordo com Petrov e Boy (2004), e partindo do modelo fundamental de carga gerado por Farrell (1972), que considera o sistema Terra como um sistema esfericamente simétrico, não rotacional e elástico; diz-se que é possível expressar a resposta elástica da Terra ao efeito de carga por pressão atmosférica, a partir da convolução da pressão superficial exercida no ponto em estudo e as funções de Green de sobrecarga Farrell (1972). Isto é:

Seja o vector \vec{r} , o vetor posição de um ponto arbitrário localizado na superfície terrestre. Os deslocamentos nas suas componentes norte N , este E , e altura U sobre a superfície total da Terra S , num determinado instante t , produto da carga por pressão atmosférica $P(\vec{r}', t)$, podem ser expressos como (WIJAYA et al., 2013):

$$U_N(\vec{r}, t) = \iint_S [P(\vec{r}', t) - P_{ref}(\vec{r}')] G_h(\psi) \cos \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} \cos \bar{\varphi}' d\bar{\varphi}' d\lambda' \quad (2.45)$$

$$U_E(\vec{r}, t) = \iint_S [P(\vec{r}', t) - P_{ref}(\vec{r}')] G_h(\psi) \sin \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} \cos \bar{\varphi}' d\bar{\varphi}' d\lambda' \quad (2.46)$$

$$U_U(\vec{r}, t) = \iint_S [P(\vec{r}', t) - P_{ref}(\vec{r}')] G_r(\psi) \cos \bar{\varphi}' d\bar{\varphi}' d\lambda' \quad (2.47)$$

Onde (FIGURA 7):

$P_{ref}(\vec{r}')$	Pressão superficial de referência (atmosfera não perturbada).
$\bar{\varphi}, \lambda$	Latitude e longitude geocêntricas do ponto P.
$\bar{\varphi}', \lambda'$	Latitude e longitude geocêntricas da fonte de pressão P'.
$\alpha_{\vec{r}\vec{r}'}$	Ângulo azimutal entre o ponto P e a fonte de pressão P'.
ψ	Distância angular entre o ponto P e a fonte de pressão P'.

E (HOFMANN-WELLENHOF; MORITZ, 2006),

$$\cos \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} = \frac{\cos \bar{\varphi} \sin \bar{\varphi}' - \sin \bar{\varphi} \cos \bar{\varphi}' \cos(\lambda' - \lambda)}{\sin \psi} \quad (2.48)$$

$$\sin \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} = \frac{\cos \bar{\varphi}' \sin(\lambda' - \lambda)}{\sin \psi} \quad (2.49)$$

Por sua parte, as funções de Green, podem ser calculadas a partir do uso dos números de Love de sobrecarga h'_n e l'_n (GUO et al., 2004), de acordo com as equações desenvolvidas por Farrell (1972). Isto é:

$$G_r(\psi) = \frac{GR_e}{g^2} \sum_{n=0}^{\infty} h'_n P_n(\cos \psi) \quad (2.50)$$

$$G_h(\psi) = \frac{GR_e}{g^2} \sum_{n=0}^{\infty} l'_n \frac{\partial P_n(\cos \psi)}{\partial \psi} \quad (2.51)$$

Onde:

G	Constante de gravitação universal.
g	Gravidade no ponto P.
R_e	Raio equatorial da Terra.
P_n	Polinômio de Legendre de grau n .

2.3.3.1 Hipótese do barômetro invertido

Um aspecto importante que se deve levar em consideração no cálculo do efeito de carga, é aquele relacionado com a resposta da superfície dos oceanos à pressão atmosférica e a forçante do vento (GENG et al., 2012; WUNSCH; STAMMER, 1997). Uma alternativa para modelar dito fenômeno é o estabelecido por VanDam e Wahr (1987), que propuseram o uso de um modelo modificado do barômetro invertido (em inglês: Inverted Barometer, IB), baseado na conservação das massas oceânicas. Assim, dado um incremento ou uma diminuição líquida na massa de ar acima dos oceanos, o fundo do mar experimenta uma pressão uniforme $\Delta \bar{P}_0$, a qual pode ser expressa através da equação (VANDAM; WAHR, 1987; WIJAYA et al., 2013):

$$\Delta \bar{P}_0 = \frac{\iint_{\text{oceano}} [P(\vec{r}', t) - P_{ref}(\vec{r}')] \cos \bar{\varphi}' d\bar{\varphi}' d\lambda}{\iint_{\text{oceano}} \cos \bar{\varphi}' d\bar{\varphi}' d\lambda} \quad (2.52)$$

A equação 2.52 é adequada para descrever as variações em altura do oceano com períodos maiores aos 5 dias, mas não é suficientemente preciso para períodos mais curtos (WIJAYA et al., 2013). Wunsch e Stammer (1997) por exemplo, demonstraram que a presença das componentes diurnas e semidiurnas das marés oceânicas (TABELA 5) implicam que a resposta oceânica global não seja possível de representar através do modelo isostático do barômetro invertido para períodos menores que 2 dias em latitudes altas, águas rasas e nos trópicos. Finalmente, combinando as equações 2.45, 2.46, 2.47 e 2.52, pode-se representar o efeito da carga atmosférica de forma geral através das equações:

$$U_N(\vec{r}, t) = \iint_{s_terra} \Delta P(\vec{r}', t) G_h(\psi) \cos \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} ds + \Delta \bar{P}_0 \iint_{s_oceano} G_h(\psi) \cos \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} ds \quad (2.53)$$

$$U_E(\vec{r}, t) = \iint_{s_terra} \Delta P(\vec{r}', t) G_h(\psi) \sin \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} ds + \Delta \bar{P}_0 \iint_{s_oceano} G_h(\psi) \sin \alpha_{\vec{r}\vec{r}'} ds \quad (2.54)$$

$$U_U(\vec{r}, t) = \iint_{s_terra} \Delta P(\vec{r}', t) G_r(\psi) ds + \Delta \bar{P}_0 \iint_{s_oceano} G_r(\psi) ds \quad (2.55)$$

Onde:

$$\Delta P(\vec{r}', t) = P(\vec{r}', t) - P_{ref}(\vec{r}') \quad (2.56)$$

$$ds = \cos \bar{\varphi}' d\bar{\varphi}' d\lambda \quad (2.57)$$

É importante salientar que, para o cálculo dos deslocamentos gerados pelo efeito de carga atmosférica a partir do uso das equações 2.53, 2.54 e 2.55, certas condições devem ser cumpridas, sendo (WIJAYA et al., 2013):

1. **Pressão superficial global.** O parâmetro $P(\vec{r}', t)$ tem que ser derivado a partir de um modelo meteorológico global que possa garantir a correta modelagem do efeito de carga, sem que os efeitos imersos no próprio modelo (marés atmosféricas e ondas baroclínicas. Seção 2.3.3.2) interfiram no resultado. Os dois modelos principais usados atualmente são: o modelo NCEP Reanalysis (em inglês: National Centers for Environmental Prediction Reanalysis model) (KALNAY et al., 1996) e o modelo ERA Interim desenvolvido pelo ECMWF (em inglês: European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) (DEE et al., 2011). Os dois modelos possuem uma resolução temporal de 6 horas.
2. **Pressão superficial de referência.** O parâmetro $P_{ref}(\vec{r}')$ por sua parte, tem que ser calculado baseado na obtenção de um valor médio de pressão para um período de tempo representativo (22 anos para o modelo desenvolvido por Petrov e Boy (2004)), o a partir do modelo global GRP (em inglês: Global Reference Pressure model) desenvolvido por Schuh et al. (2010).
3. **Funções de Green e Números de Love de sobrecarga.** Uma vez que as funções de Green são usadas como fatores de ponderação para os dados de anomalia de pressão superficial, é necessário representar ditas funções a partir do cálculo de um grande número de valores para cada um dos Números de Love de sobrecarga h'_n e l'_n . Assim, de acordo com Farrell (1972), o grau n sugerido tem que ser maior aos 10000 (resolução espacial de 2 km). O cálculo, pode ser realizado de acordo com a metodologia estabelecida por Gegout e Johannes (2010) ou Guo et al. (2004).
4. **Máscara oceano-continente.** A fim de delimitar as zonas continentais e oceânicas para o cálculo correto do efeito de carga, é necessário usar uma mascara oceano-continente a partir do uso de modelos topográficos. O modelo mais usado neste sentido é o modelo ETOPO5 (EDWARDS, 1989), cuja resolução espacial é de $5^\circ \times 5^\circ$. Uma análise detalhada, além dos modelos topográficos recomendados pode ser obtida em Schuh et al. (2010).

2.3.3.2 Marés atmosféricas

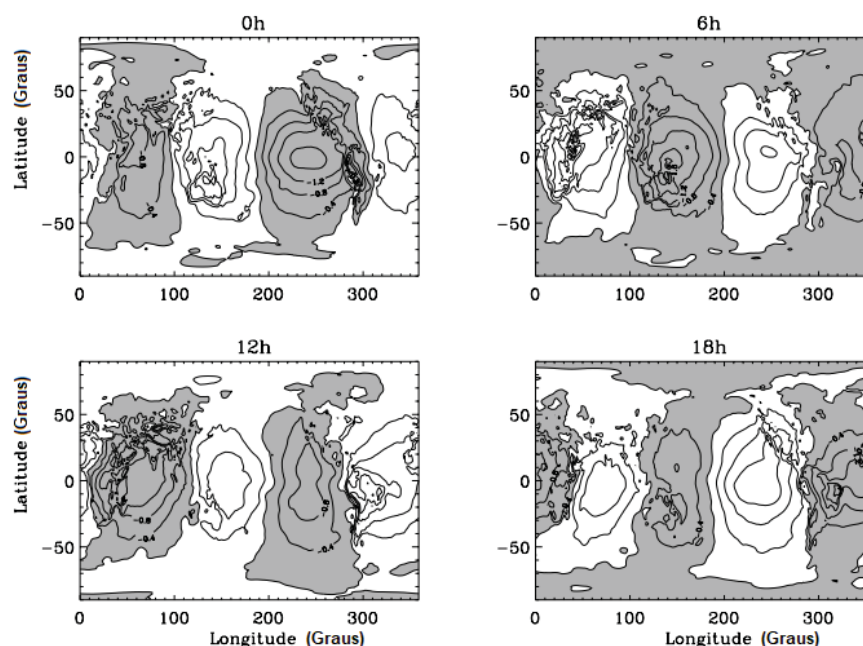


FIGURA 8 – CICLOS CLIMATOLÓGICOS DA PRESSÃO SUPERFICIAL (mBar)
 FONTE: Ray e Ponte (2003)

Ponte e Ray (2002), descobriram como parte de seu estudo referente às correções de pressão atmosférica nas áreas da Geodésia e da Oceanografia (PONTE; RAY, 2002; RAY; PONTE, 2003), a presença de sinais de maré (termos diurnos, semidiurnos e terdiurnos) nos modelos atmosféricos usados na obtenção dos valores de pressão e temperatura. Assim e devido a que os modelos NCEP *Reanalysis* (KALNAY et al., 1996) e ERA *Interim* (DEE et al., 2011) usados no desenvolvimento dos modelo de carga atmosférica existentes (PETROV; BOY, 2004; DACH et al., 2011), têm uma resolução temporal de 6 horas, a presença de sinais diurnos e semidiurnos torna-se evidente (FIGURA 8). Entre os principais problemas gerados na modelagem do efeito de carga pela presença dos sinais de maré tem-se que:

- A representação dos sinais de maré não pode ser efetivada de forma correta, devido principalmente ao intervalo de amostragem de 6 horas da maioria dos modelos meteorológicos. Isto é particularmente válido para o sinal S_2 (VANDEN-DOOL et al., 1997; PETROV; BOY, 2004), que está localizado exatamente na frequência de Nyquist (2 *ciclos/dia*) e portanto, não pode ser modelado corretamente (WIJAYA et al., 2013).
- Devido ao domínio das componentes não-migratórias no sinal diurno S_1 (HAURWITZ; COWLEY, 1973; RAY; PONTE, 2003), o sinal é suscetível a efeitos significativos naquelas regiões onde o efeito da maré torna-se estacionário, o qual dificulta sua distribuição espacial (RAY; PONTE, 2003; HAURWITZ; COWLEY, 1973). Dai e Wang (1999), estabeleceram que a estacionaridade do sinal S_1 deve-se em parte ao fluxo de calor gerado pelo solo devido ao aquecimento solar. Por outro lado, a principal componente

migratória do sinal diurno é mais evidente nos oceanos tropicais, onde a progressão das fases mostra um movimento aproximadamente constante para o oeste (FIGURA 8).

- O aquecimento latente associado à precipitação convectiva, o qual possui um forte ciclo diurno e complementa o aquecimento radiológico solar direto, torna-se representativo principalmente para o sinal de maré semidiurno S_2 (WIJAYA et al., 2013). Isto faz que o sinal esteja dominado por uma componente migratória que se move para o oeste com a velocidade do Sol médio (DAI; WANG, 1999).

Baseados nesta problemática, Ponte e Ray (2002) estabeleceram como alternativa de modelagem a redução dos sinais de maré dos modelos de pressão atmosférica NCEP (KALNAY et al., 1996) e ECMWF (DEE et al., 2011), e seu re-cálculo posterior baseado no uso de um modelo harmônico (RAY; PONTE, 2003). Isso leva ao cálculo das correções de deslocamento em três etapas:

1. Cálculo dos deslocamentos por efeito de carga independente de maré (non-tidal loading effects), de acordo com o estabelecido por Petrov e Boy (2004), que subtraíram harmônicos com frequências de 1 e 2 *ciclos/dia* estimados a partir de vários anos de dados de pressão superficial (resolução temporal de 6 horas), para cada um dos pontos do modelo meteorológico empregado.
2. Cálculo dos deslocamentos por efeito de carga por maré (tidal loading effects), de acordo com o modelo de Ponte e Ray (2002), que desenvolveram uma grade global com as amplitudes e fases para cada uma das componentes diurnas e semidiurnas usando o modelo operacional do ECMWF (em inglês: Six-hourly field of the ECMWF operational analysis). A partir deste modelo, as componentes S_1 e S_2 podem ser calculadas através das equações:

$$S_1(p) = A_1 \cos(T - \varphi_1) \quad (2.58)$$

$$S_2(p) = A_2 \cos(2T - \varphi_2) \quad (2.59)$$

Onde:

A_1, A_2	Amplitudes dos sinais de maré S_1 e S_2 .
φ_1, φ_2	Frequências dos sinais de maré S_1 e S_2 .
T	Tempo Universal.

3. Cálculo dos deslocamentos por efeito de carga com e sem maré (soma dos deslocamentos obtidos anteriormente).

2.3.4 Modelo empírico de carga

Rabbal e Zschau (1985) estabeleceram, como uma alternativa simples ao modelo geofísico de carga (Seção 2.3.3), a estimação de coeficientes de regressão linear entre os deslocamento produzidos pelo efeito de carga e a variação de pressão superficial (WIJAYA et al., 2013). Assim, assumindo uma distribuição de pressão ideal (Gaussiana) (TRUBYTSIN; MAKALKIN, 1976), tal que:

$$P(r) = P_m e^{\left(\frac{-r^2}{r_0^2}\right)} \quad (2.60)$$

Onde:

P_m	Anomalia de pressão máxima (centro da distribuição geométrica).
r	Distância desde o centro da distribuição até o ponto P.
r_0	Escala (constante).

é possível estabelecer uma correlação linear entre o deslocamento $U_r(\vec{r})$ e a variação de pressão $\Delta P(\vec{r}, t)$ (equação 2.56), a partir da equação:

$$U_r(\vec{r}) = C_1 \Delta P(\vec{r}, t) + C_2 P_m \quad (2.61)$$

Onde:

C_1	Primeiro coeficiente de regressão linear, (função de r_0).
C_2	Segundo coeficiente de regressão linear, (função de $\frac{P(r)}{P_m}$).

É importante salientar que o modelo empírico, ao contrário do modelo geofísico de carga (Seção 2.3.3), só pode ser usado em pontos localizados longe das linhas de costa, já que, como demonstraram Rabbal e Zschau (1985), a passagem de ciclones nos oceanos dá lugar à distribuição da pressão de ar na sua superfície de forma complexa, produto principalmente da resposta das massas de água, da geometria das linhas de costa e da velocidade dos ciclones (WIJAYA et al., 2013). Isto faz com que, a resposta da superfície dos oceanos não possa ser representada através de um modelo isostático, como no caso do modelo geofísico é o modelo do barômetro invertido (equação 2.52), e por conseguinte, que o efeito de carga, não possa ser calculado de forma correta através da equação 2.61. Assim de forma geral, diz-se que, o modelo empírico é útil só naquelas regiões onde o oceano é capaz de reagir a variação de pressão de ar, de modo que não houvesse nenhuma mudança de pressão no fundo do oceano (Hipótese do barômetro invertido) (WIJAYA et al., 2013).

2.3.5 Modelos de carga e movimento do centro de massa

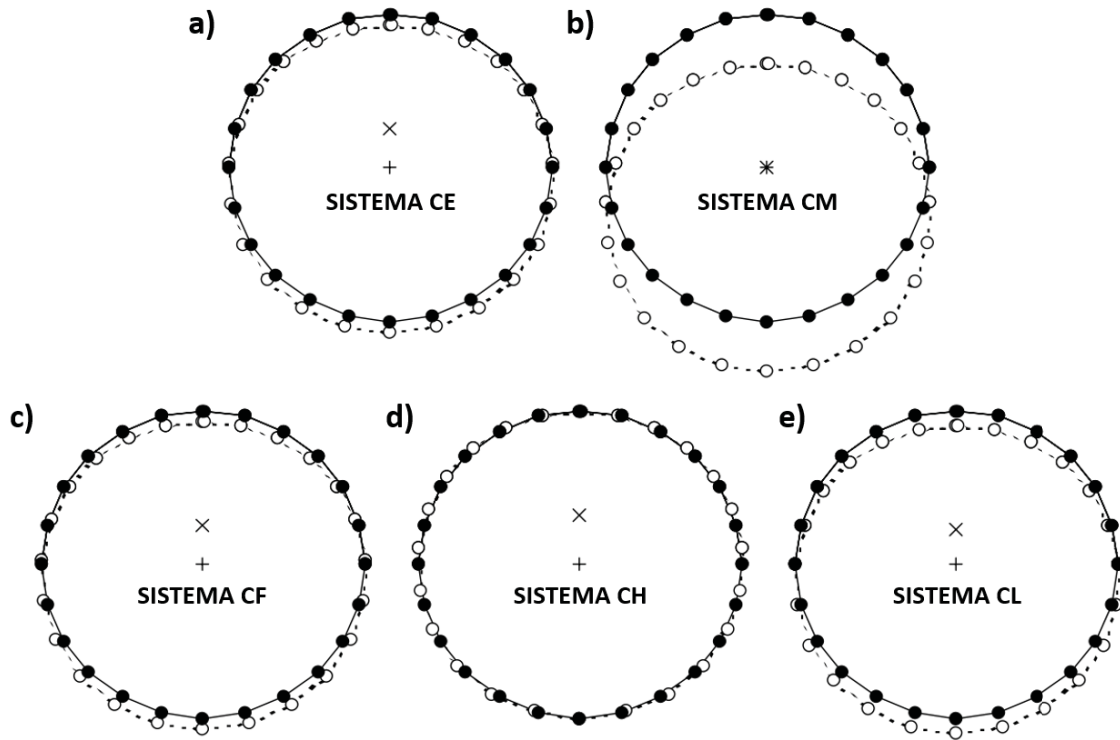


FIGURA 9 – DESLOCAMENTOS DOS CENTROS DE MASSA DE DIFERENTES SISTEMAS TERRESTRE ISOMÓRFICOS PRODUTO DA DINÂMICA DO EFEITO DE CARGA
FONTE: Adaptado de Blewitt (2003)

De acordo com Blewitt (2003), uma descrição consistente da cinemática superficial da Terra, produto dos efeitos de carga, tem que ser acompanhada necessariamente da modelagem do relacionamento dinâmico entre as deformações físicas da superfície e a origem do sistema de referência utilizado, governado principalmente pela resposta da Terra à componente de grau um dos harmônicos esféricos da carga superficial. Uma forma prática de modelar dita dinâmica é estabelecer o sistema de referência terrestre como um sistema de referência isomórfico, através do cálculo dos deslocamentos superficiais de acordo com a teoria dos Números de Love de sobrecarga (em inglês: Load Love Numbers, LLN) (FARRELL, 1972; LAMBECK, 1988; BLEWITT, 2003). Isto é:

$$\Delta s_U = h'_1 \frac{V_1}{g} = h'_1 \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.62)$$

$$\Delta s_H = l'_1 \frac{\hat{H} \nabla V_1}{g} = l'_1 \frac{\hat{H} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.63)$$

$$U_1 = (1 + k'_1) V_1 = (1 + k'_1) g \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.64)$$

Onde:

Δs_U	Deslocamento vertical superficial de grau um.
Δs_H	Deslocamento horizontal superficial de grau um.
U_1	Potencial de carga líquido de grau um (Potencial de carga + potencial por efeito da deformação superficial).
M_E	Massa da Terra.
g	Gravidade.
\hat{H}, \hat{U}	Vetores unitários com direções horizontal e vertical.
h'_1, l'_1, k'_1	Números de Love de sobrecarga de grau um.
V_1	Potencial de carga de grau um (incremento do potencial gravitacional por efeito da carga) (Equação 8 de Blewitt (2003)).
\vec{m}	Momento da carga (Equação 10 de Blewitt (2003)).

A partir das equações 2.62, 2.63 e 2.64, é possível evidenciar que os sistemas isomórficos dependem diretamente dos números de Love de sobrecarga, no entanto a dependência funcional do momento de carga em relação ao sistema é invariante. Blewitt (2003) demonstrou que, ao comparar dois sistemas isomórficos sob redistribuição de carga, suas origens (centros) podem se mover uma relativamente à outra, ao longo do eixo do vetor do momento de carga. Assim, partindo disso, Blewitt (2003) conseguiu estabelecer a transformação dos números de Love de sobrecarga entre diferentes sistemas isomórficos, através das relações matemáticas:

$$[h'_1]_B = [h'_1 - \alpha_B]_A \quad (2.65)$$

$$[l'_1]_B = [l'_1 - \alpha_B]_A \quad (2.66)$$

$$[1 + k'_1]_B = [1 + k'_1 - \alpha_B]_A \quad (2.67)$$

Onde:

α_B	Parâmetro isomórfico função da origem do sistema de referência.
------------	---

E por conseguinte, a deformação superficial de grau um para qualquer sistema isomórfico em função do movimento da origem do sistema. Isto é:

$$\Delta s_U = \left[h'_1 - \alpha_B \right]_A \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.68)$$

$$\Delta s_H = \left[l'_1 - \alpha_B \right]_A \frac{\hat{H} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.69)$$

$$U_1 = \left[1 + k'_1 - \alpha_B \right]_A g \frac{\hat{U} \cdot \vec{m}}{M_E} \quad (2.70)$$

A FIGURA 9 permite ilustrar a deformação superficial de grau um a partir das equações 2.68, 2.69 e 2.70 para um conjunto de sistemas isomórficos. Os círculos preenchidos (●) mostram estações na superfície da Terra (linha contínua) antes da deformação e os círculos abertos (○) mostram estações na superfície da Terra (linha tracejada) após a deformação. Por definição, cada origem do sistema (+) permanece estacionária durante a redistribuição das massa e sua posterior deformação. Finalmente, para cada sistema, o centro de massas é deslocado da origem para a localização mostrada (×) após a deformação produto do efeito de carga. Um aspecto importante demonstrado por (BLEWITT, 2003), é que se escolhermos um sistema de referência no qual o movimento da superfície é inteiramente horizontal (sistema CH), os movimentos das estações atingem seu valor máximo à maior distância (90°) existente entre os pontos de cargas máximas e mínimas. Isto é, os movimentos superficiais produzidos no equador correspondem a efeitos de carga gerado nos polos, o qual demonstra a limitação no uso de modelos de carga locais, como no caso do modelo empírico de carga (Seção 2.3.4).

2.3.6 Sistemas de referência terrestre isomórficos

Como foi estabelecido por Blewitt (2003), define-se como sistema de referência isomórfico aquele sistema cujas deformações de grau um, assumem a forma das equações 2.68, 2.69 e 2.70. Neste sentido, as transformações dos Números de Love de sobrecarga, através das equações 2.65, 2.66 e 2.67 são aplicáveis só naqueles sistemas de referência isomórficos que, sob uma redistribuição de carga, se movem um em relação ao outro ao longo do eixo do momento de carga, \vec{m} . Entre os sistemas de referência utilizados na prática e que satisfazem o critério anteriormente citado, tem-se:

1. **Centro de massa da Terra Sólida (CE) (FIGURA 9a).** O centro do sistema concorda com o centro de massa da Terra sólida (sem o efeito de carga). Neste sistema, o centro de massa da Terra muda sua trajetória no espaço inercial quando a massa da Terra é distribuída. No entanto, uma vez que a massa foi redistribuída para sua configuração final, qualquer deformação resultante da Terra sólida não pode mudar novamente o

centro de massa do sistema (BLEWITT, 2003; DONG et al., 1997). O sistema CE é considerado o sistema natural para calcular a dinâmica da deformação da Terra sólida e é o sistema usado por Farrell (1972) para o cálculo dos números de Love de sobrecarga:

$$[h'_1]_{CE} = -0,290 \quad (2.71)$$

$$[l'_1]_{CE} = 0,113 \quad (2.72)$$

$$[1 + k'_1]_{CE} = 1 \quad (2.73)$$

2. **Centro de massa do Sistema Terrestre (CM) (FIGURA 9b).** O centro de massa do Sistema Terrestre inclui o movimento do geocentro próprio da Terra sólida (sistema CE) e o movimento por efeito da carga superficial. O sistema CM é estacionário em relação às órbitas dos satélites no espaço, portanto o procedimento de estimativa simultânea de órbitas e coordenadas através do sistema GPS produz naturalmente soluções no sistema CM. Os números de Love de sobrecarga para o CM são:

$$[h'_1]_{CM} = -1,290 \quad (2.74)$$

$$[l'_1]_{CM} = -0,887 \quad (2.75)$$

$$[1 + k'_1]_{CM} = 0 \quad (2.76)$$

3. **Centro da massa do Sistema NNT (CF) (FIGURA 9c).** De acordo com Blewitt (2003), define-se como sistema de referência NNT (em inglês: No-Net Translation System), aquele sistema definido geometricamente pela interseção de um conjunto uniforme e infinitamente denso de pontos localizados na superfície terrestre. Neste sentido, a origem do sistema CF pode ser calculada através da integral de superfície do campo vectorial dos deslocamentos superficiais dos pontos quando esta é igual a zero. Isto é, a aplicação da condição NNT projetada ao longo de qualquer eixo de coordenadas. Através disto, Dong et al. (1997), concluiu que se a Terra fosse homogênea, o CF e o CE seriam sistemas equivalentes (CF e CE concordam em 2 por cento da sua magnitude). O sistema CF é adequado para técnicas em que o CM não pode ser definido com precisão, por conseguinte é o sistema natural de escolha para o sistema GPS, quando por exemplo, a variação estocástica da pressão de radiação nos satélites é uma fonte de erro limitante (BLEWITT et al., 2001). Os números de Love de sobrecarga para o CF são:

$$[h'_1]_{CF} = -0,268 \quad (2.77)$$

$$[l'_1]_{CF} = 0,134 \quad (2.78)$$

$$[1 + k'_1]_{CF} = 1,021 \quad (2.79)$$

4. **Centro da massa do Sistema NNVT (CH) (FIGURA 9d).** O sistema NNVT (em inglês: No-Net Vertical Translation System), da mesma forma que o sistema CL, é um caso particular do sistema CF. Neste caso o vetor médio dos deslocamentos verticais sobre a superfície da Terra é zero. O sistema NNVT é o sistema ideal apenas para modelos de movimento vertical, onde os deslocamentos verticais são melhor modelados do que os deslocamentos horizontais ou onde os modelos geológicos de rotação de placas são empíricos (GERASIMENKO; KATO, 2000). Os números de Love de sobrecarga para o CH são:

$$[h'_1]_{CH} = 0 \quad (2.80)$$

$$[l'_1]_{CH} = 0,403 \quad (2.81)$$

$$[1 + k'_1]_{CH} = 1,290 \quad (2.82)$$

5. **Centro da massa do Sistema NNHT (CL) (FIGURA 9e).** O sistema NNHT (em inglês: No-Net Horizontal Translation System) é um caso particular do Sistema CF e sua origem pode ser calculado de forma similar que o CF. Isto é, através da integral de superfície do campo vetorial dos deslocamentos superficiais, levando em consideração que no caso da componente horizontal, seu vetor é zero. O sistema de referência CL é útil se os deslocamentos verticais determinados são menos precisos do que os deslocamentos laterais. Neste sentido, o sistema CL pode ser aplicável a técnicas de propagação de ondas de rádio como GPS e VLBI, onde a precisão vertical pode ser limitada por erros de refração atmosférica devido a variações estocásticas do conteúdo de vapor de água. Os números de Love de sobrecarga para o CL são:

$$[h'_1]_{CL} = -0,403 \quad (2.83)$$

$$[l'_1]_{CL} = 0 \quad (2.84)$$

$$[1 + k'_1]_{CL} = 0,887 \quad (2.85)$$

2.3.7 Principais problemas na modelagem do efeito de carga

De acordo com Collilieux, VanDam e Altamimi (2012), o principal problema que tem a implementação dos modelos de carga por pressão atmosférica no cálculo de soluções posicionais provenientes de observações GNSS deve-se, em princípio, à falta de resultados que demonstrem quantitativamente uma melhora geral (global) das soluções usando apenas: um modelo matemático de correção (modelo geofísico), como no caso da técnica VLBI (DACH et al., 2011); ou pelo contrário, aplicando simplesmente uma correção *a-posteriori* sobre as coordenadas finais obtidas (modelo empírico) (MANABE et al., 1991; VANDAM; HERRING THOMAS, 1994). Assim por exemplo:

- Vandam, Blewitt e Heftin (1994) avaliaram a influência dos efeitos de carga por pressão atmosférica, através da análise do fator de redução da variância (Equação 3.1) da componente vertical e das linhas de base de 40 estações GNSS durante um período de aproximadamente 300 dias. Para isso, implementaram o modelo geofísico desenvolvido por Farrell (1972) e o modelo empírico de Rabbel e Zschau (1985) em cada uma das observações GNSS. A aplicação das correções obtidas através do modelo geofísico reduziu a variância das alturas em até 24 por cento seu valor inicial (sem a inclusão do modelo) e aproximadamente 62 por cento o RMS das linhas de base formadas. Por outro lado, o uso dos coeficientes de regressão linear, conseguiu atingir resultados similares que o modelo geofísico para grande parte das estações avaliadas, no entanto, obtiveram-se coeficientes com valores estatisticamente pouco confiáveis. Os resultados anteriormente citados, tornam evidente a melhora das soluções com a implementação do modelo de carga, não obstante, eles não permitem confirmar quantitativamente o impacto do efeito de carga nas soluções (PETROV; BOY, 2004).
- Dach et al. (2011) por sua parte, avaliaram o impacto das correções de carga nas coordenadas semanais das estações GNSS da rede mundial IGS no período de 1994 a 2008. A análise mostrou que a repetibilidade das coordenadas das estações melhorou em 20 por cento ao aplicar as correções diretamente nas observações, e, em 10 por cento ao aplicá-las como valores médios semanais nas coordenadas resultantes. Desta maneira, Dach et al. (2011), conseguiram afirmar que as correções de carga por pressão atmosférica através de coeficientes de regressão são piores do que as correções de carga através do modelo geofísico. No entanto, e devido ao que seus resultados baseiam-se no uso de uma rede mundial espacialmente não homogênea, sua afirmação é válida em princípio, só naquelas regiões onde a variabilidade climatológica não desempenha um papel importante (SCHUH et al., 2010).
- Finalmente e partindo da análise do sistema isomórfico usado no cálculo dos deslocamento pelo efeito de carga, Blewitt (2003) demonstrou que se os deslocamentos são representados em um sistema de referência no qual o movimento da superfície é inteiramente

horizontal (sistema CH), os movimentos dos pontos atingiram seu máximo valor à maior distância (90°) existente entre os pontos de cargas máximas e mínimas (movimentos superficiais produzidos no equador correspondem a efeitos de carga gerado nos polos). Dito efeito gera grandes limitações no uso de modelos de carga não global (locais), como no caso do modelo empírico de carga (Seção 2.3.4).

Por outro lado, já que o efeito de carga atmosférica representa um sinal harmônico no domínio das frequências, um erro de grande importância é aquele relacionado com a presença de outros sinais correlacionados nas mesmas bandas no processo de cálculo. Assim por exemplo de acordo com Penna, King e Stewart (2007), uma modelagem ruim ou incompleta dos sinais de maré, pode gerar um sinal residual com um período de aproximadamente 176 dias para as componentes S_2 e P_1 . Baseado no citado anteriormente, e nos resultados obtidos por Tregoning e Watson (2009), que demonstraram que a propagação do sinal de maré atmosférica S_2 (Equação 2.59) gera um pico no espectro das soluções com uma frequência igual aos 1/180 ciclos por dia, é possível evidenciar que existe uma correlação dos sinais, o qual, tem que ser levado em consideração no cálculo do modelo de carga (possível filtragem dos sinais).

Outros exemplos de sinais correlacionados com o efeito de carga atmosférica são: os sinais de carregamento hidrológico (DILL et al., 2015) e carregamento oceânico com (LETELLIER; LYARD; LEFEVRE, 2004) e sem vínculo com os efeitos de maré (em inglês: Non-tidal ocean loading) (WILLIAMS; PENNA, 2011); os sinais de tipo sistemático como o "Common mode error" (WDOWINSKI et al., 1997) e o efeito "Draconitic year periodic pattern" (AMIRI-SIMKOOEI, 2013); e erros provenientes da modelagem ruim ou incompleta de outros sinais (Aliased signatures) (PENNA; STEWART, 2003).

3 METODOLOGIA

3.1 ÁREA DE ESTUDO



FIGURA 10 – REDE GEODÉSICA DE AJUSTE
FONTE: O autor (2017)

O presente estudo, baseia sua análise no uso dos dados coletados por 9 estações GPS pertencentes à Rede GNSS de Monitoramento Contínuo do Equador, REGME, e 15 estações pertencentes à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo dos Sistemas GNSS, RBMC. Assim, a área principal de estudo, corresponde à região norte de América do Sul, composta principalmente pelas regiões do Equador Continental e da Amazônia Brasileira (FIGURA 10).

Além disso, e dado que para o ajuste da rede geodésica em estudo, emprega-se 7 estações GNSS pertencentes à Rede IGS, a área de estudo também envolve de forma secundária, os países: Argentina (estação UNSA); Peru (estação AREQ); Estados Unidos (estação CRO1) e Guiana Francesa (estação KOUR). Um resumo detalhado das diferentes localizações de cada uma das estações apresenta-se na TABELA 6.

TABELA 6 – ESTAÇÕES GNSS DA REDE GEODÉSICA EM ESTUDO

ORD	CÓDIGO	NOME	LOCALIZAÇÃO	REDE
1	B01	AMCO	Coari, Brasil	SIRGAS / RBMC
2	B02	BOAV	Boa Vista, Brasil	IGS / SIRGAS / RBMC
3	B03	CRUZ	Cruzeiro do Sul, Brasil	SIRGAS / RBMC
4	B04	MAPA	Macapá, Brasil	SIRGAS / RBMC
5	B05	MTCN	Canarana, Brasil	SIRGAS / RBMC
6	B06	MTCO	Colider, Brasil	SIRGAS / RBMC
7	B07	NAUS	Manaus, Brasil	SIRGAS / RBMC
8	B08	PAAT	Altamira, Brasil	SIRGAS / RBMC
9	B09	PAIT	Itaituba, Brasil	SIRGAS / RBMC
10	B10	POVE	Porto Velho, Brasil	SIRGAS / RBMC
11	B11	RIOB	Rio Branco, Brasil	SIRGAS / RBMC
12	B12	ROCD	Colorado d'Oeste	SIRGAS / RBMC
13	B13	ROGM	Guajará-Mirim, Brasil	SIRGAS / RBMC
14	B14	ROJI	Ji-Paraná, Brasil	SIRGAS / RBMC
15	B15	SAGA	São Gabriel da Cachoeira, Brasil	SIRGAS / RBMC
16	E01	CUEC	Cuenca, Equador	SIRGAS / REGME
17	E02	ESMR	Esmeraldas, Equador	SIRGAS / REGME
18	E03	LJEC	Loja, Equador	SIRGAS / REGME
19	E04	MAEC	Macas, Equador	SIRGAS / REGME
20	E05	PTEC	Portoviejo, Equador	SIRGAS / REGME
21	E06	QUEM	Quito, Equador	SIRGAS / REGME
22	E07	QVEC	Quevedo, Equador	SIRGAS / REGME
23	E08	RIOP	Riobamba, Equador	IGS / SIRGAS / REGME
24	E09	TNEC	El Tena, Equador	SIRGAS / REGME
25	I01	AREQ	Arequipa, Perú	IGS / SIRGAS
26	I02	BRAZ	Brasília, Brasil	IGS / SIRGAS / RBMC
27	I03	BRFT	Eusébio, Brasil	IGS / SIRGAS / RBMC
28	I04	CRO1	Saint Croix, Estados Unidos	IGS / SIRGAS
29	I05	GLPS	Galápagos, Equador	IGS / SIRGAS / REGME
30	I06	KOUR	Kourou, Guiana Francesa	IGS / SIRGAS
31	I07	UNSA	Salta, Argentina	IGS / SIRGAS

FONTE: Adaptado de SIRGAS (2017)

3.2 ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA

Com base nos objetivos estabelecidos no início da presente pesquisa, definem-se 2 etapas principais de trabalho: a primeira referente ao processamento de dados e materialização de coordenadas; e a segunda a análise das soluções.

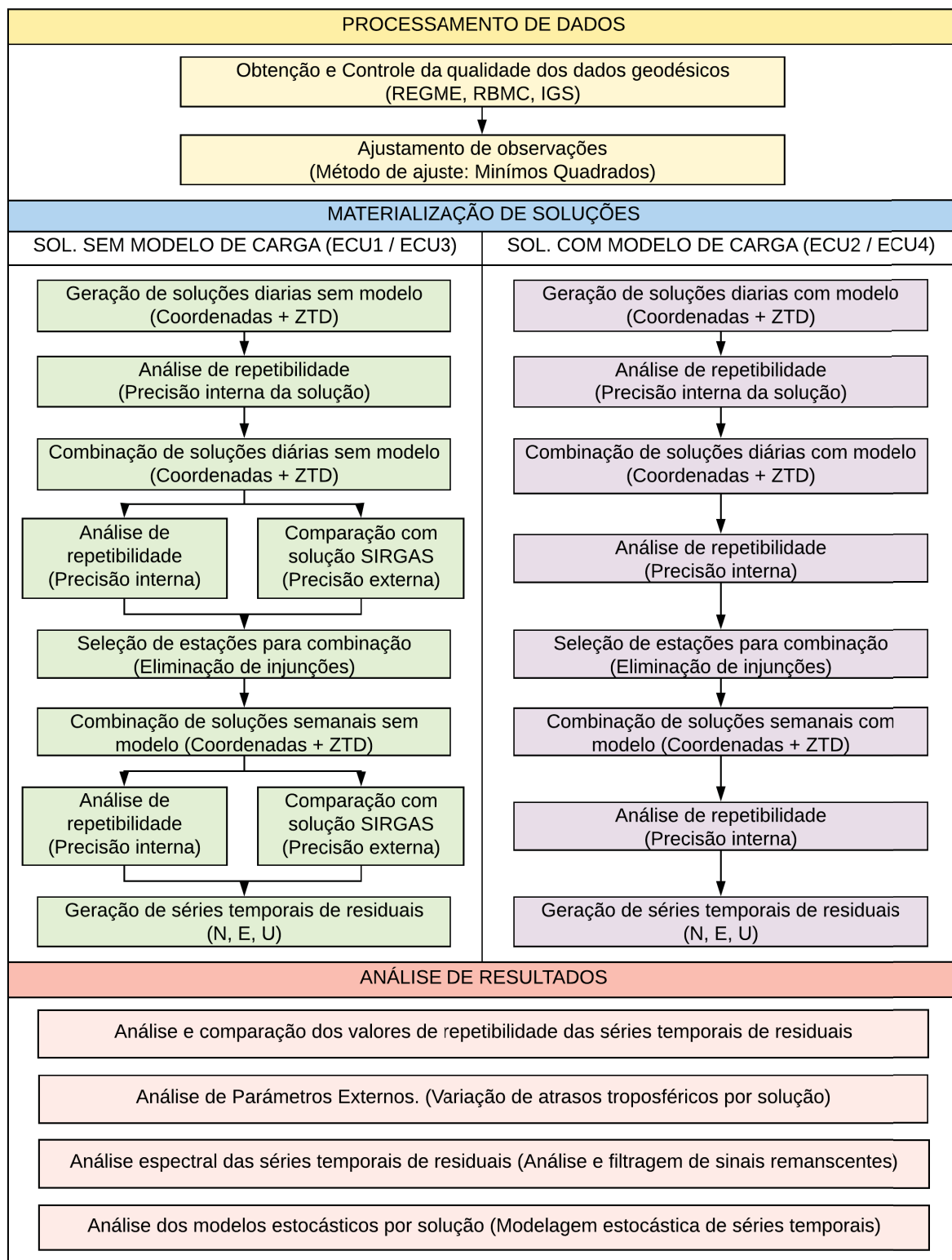


FIGURA 11 – ESQUEMA GERAL DO DESENVOLVIMENTO DA PESQUISA

3.2.1 Processamento de dados e materialização de coordenadas

A etapa de processamento de dados e materializações de coordenadas inclui:

- Obtenção e controle dos dados coletados pelas estações GNSS de monitoramento contínuo pertencentes às Redes REGME e RBMC (FIGURA 10).
- Ajustamento das observações GNSS através do método de mínimos quadrados com injunções mínimas (*loosely constrained solutions*).
- Materialização de coordenadas das estações no sistema ITRF2008.

O software selecionado para o controle dos dados é o software TEQC (em inglês: Translation, Editing and Quality Check Toolkit) (ESTEY; MEERTENS, 1999). Entre os principais parâmetros avaliados na determinação da qualidade dos dados GNSS tem-se (TABELA 7):

TABELA 7 – PARÂMETROS AVALIADOS NA ANÁLISE DA QUALIDADE DOS DADOS GNSS

ORD	PARÂMETRO	VALOR
1	Número de observações disponíveis	~ 2880 observações por satélite.
2	Tempo total de rastreamento	> 20 horas por dia.
3	Efeito de multi-caminho	< 0,50 por cento.
4	Razão saltos de ciclo - observações	Avaliação individual por arquivo.

O processamento de dados e a materialização de coordenadas foram realizados no software científico Bernese GNSS. Versão 5.2 (DACH et al., 2015). A escolha por esta plataforma ocorreu em face da implementação do modelo de carga atmosférica nos módulos de análise de observações do programa (DACH et al., 2015, p. 9), e, visando a compatibilidade de modelos e algoritmos usados na geração de soluções em comparação com as soluções geradas por SIRGAS (SAASTAMOINEN, 1972). O esquema (Seção 3.2.1.1) e estratégia (Seção 3.2.1.2) geral do processamento de dados e a materialização de coordenadas para a presente pesquisa apresenta-se na sequência.

3.2.1.1 Esquema fundamental de processamento de dados

O processamento de dados no presente estudo, fundamenta-se nas orientações estabelecidas por Brunini et al. (2012) e nas Diretrizes para os Centros de Análise SIRGAS (SÁNCHEZ, 2017). É importante salientar que em face de que os dados orbitais e de relógios originais gerados pela IGS, possuem suas realizações em 3 sistemas de referência diferentes para o período de estudo, IGS05 (FERLAND, 2006), IGS08 (REBISCHUNG, 2011) e IGB08 (REBISCHUNG, 2012), na presente pesquisa implementa-se o uso dos dados provenientes da segunda campanha de reprocessamento realizada pela IGS no ano 2016 (GRIFFITHS, 2017), os quais encontram-se definidos no sistema de referência IGB08.

O esquema fundamental de processamento de dados e materialização de coordenadas utilizado na presente pesquisa é (FIGURA 12):

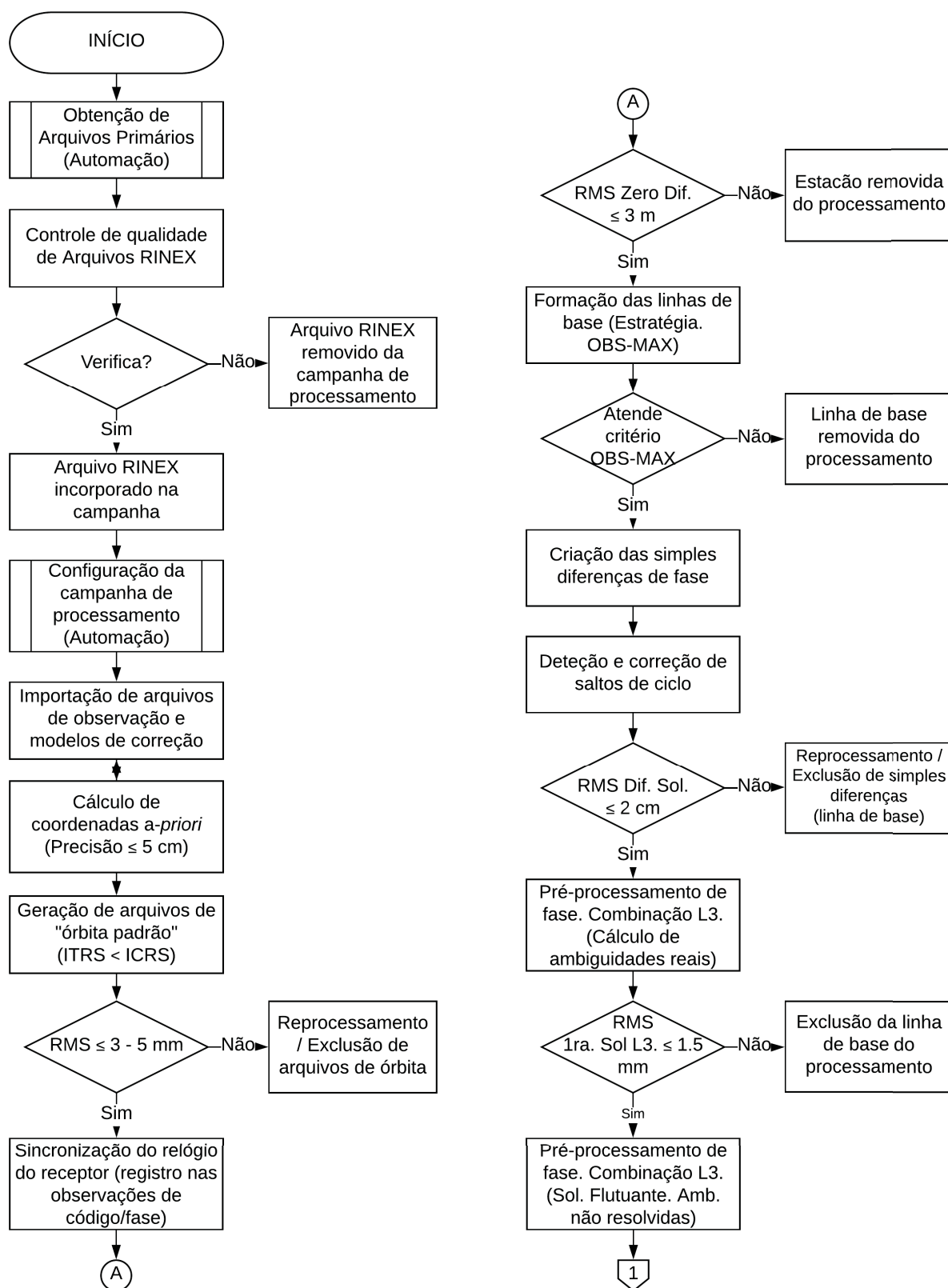


FIGURA 12 – ESQUEMA FUNDAMENTAL DO PROCESSAMENTO DE DADOS

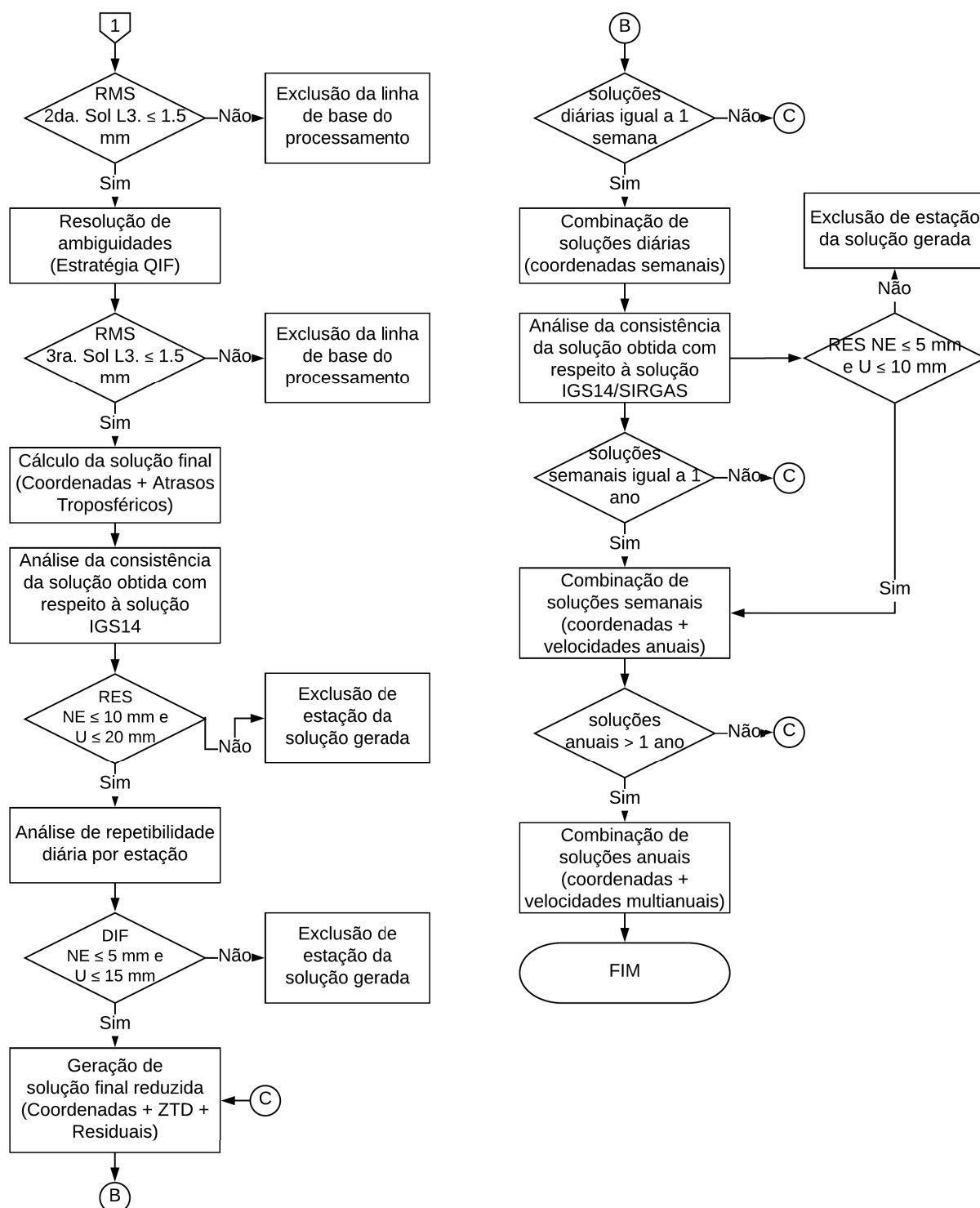


FIGURA 12 (Continuação) – ESQUEMA FUNDAMENTAL DO PROCESSAMENTO DE DADOS

3.2.1.2 Estratégia fundamental de processamento de dados

O presente estudo fundamenta-se na aplicação das Convenções da IERS do ano 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), e as Diretrizes para os Centros de Análise SIRGAS (SÁNCHEZ, 2017), sendo as principais características do processamento indicadas nas TABELAS 8 e 9.

TABELA 8 – CARACTERÍSTICAS GERAIS DO PROCESSAMENTO

ORD	CARACTERÍSTICA	DESCRIÇÃO
1	Período de processamento (semanas)	1617 - 1772 (156 semanas GPS)
2	Sistema de referência das soluções	IGb08 (ITRF2008)
3	Produtos orbitais utilizados	REPRO2 (IGb08) (1617 - 1708) IGb08 (1709 - atual)
4	Produtos de carga atmosférica avaliados	EOST <i>Loading Service</i> (ERAIn Data) GGFC S_1 e S_2 <i>Tide Load</i>
5	Tipo de campanhas geradas (Sistema isomórfico avaliado)	Campanha ECU1. Centro de massas CE. (solução padrão sem modelo de carga). Campanha ECU2. Centro de massas CE. (solução padrão + modelo de carga). Campanha ECU3. Centro de massas CM. (solução padrão sem modelo de carga). Campanha ECU4. Centro de massas CM. (solução padrão + modelo de carga).
6	Latência de soluções geradas (por ano e por campanha)	365 soluções diárias. 52 soluções semanais.

TABELA 9 – CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO PROCESSAMENTO

Continua		
ORD	CARACTERÍSTICA	DESCRIÇÃO
1	Intervalo de amostragem	30 segundos.
2	Pré-processamento	Pré-processamento de fase por linhas de base individuais usando triplas diferenças. Saltos de ciclo fixados simultaneamente com cada combinação linear em L_1 e L_2 .
3	Observáveis básicas usadas	Fase de onda portadora GPS. Código utilizado só na sincronização do relógio do receptor e na resolução de ambiguidades tipo MELBOURNE WÜBBENA.
4	Observáveis derivadas usadas	Duplas diferenças. Combinação linear livre de ionosfera (L_3).

TABELA 9 – CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO PROCESSAMENTO

Continuação		
ORD	CARACTERÍSTICA	DESCRIÇÃO
5	Pesos das observações	6 mm para duplas diferenças. 6 mm para observações livres de ionosfera. Função de ponderação dependente do ângulo de elevação ($1/\cos^2 z$).
6	Correção do centro de fase das antenas dos satélites	Valores absolutos PCVs (dependente do ângulo Nadiral do bloco satelital) obtidos através do arquivo IGS08_1781.atx (Correção sem dependência azimutal).
7	Correção dos relógios dos satélites	Correção relativística de segunda ordem para órbita elíptica não nula ($-2RV/c$). Efeitos relativísticos adicionais aplicados nos modelos orbitais correspondentes.
8	Correção dos centros de fase da antena receptora	Valores absolutos PCVs (dependente do ângulo de elevação e ângulo azimutal). <i>Offsets</i> em L_1 e L_2 obtidos através dos arquivos ANTEX: IGS08_1781.atx.
9	Calibração do RANDOME da antena receptora	Calibração aplicada de acordo com os valores obtidos através dos arquivos ANTEX: IGS08_1781.atx.
10	Excentricidades da antena receptora em relação ao ARP	Correções dN, dE, dU aplicadas de acordo com valores obtidos dos arquivos RINEX de cada estação.
11	Modelo troposférico	Dados meteorológicos. GPT Função de mapeamento: VMF1.
12	Modelo ionosférico	Efeito de primeira ordem. Eliminados por formação de combinação linear livre de ionosfera de L_1 e L_2 . Efeitos de segunda e terceira ordem. Modelos CODE (IGRF11).

TABELA 9 – CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DO PROCESSAMENTO

Continuação		
ORD	CARACTERÍSTICA	DESCRIÇÃO
13	Deslocamentos por efeito de marés	<p>Maré de terra sólida. Implementação de modelo padrão IERS 2010.</p> <p>Carga oceânica. Modelo FES2004 (Deslocamentos NEU individuais por estação).</p> <p>Marés atmosféricas. Sinais S_1 e S_2 de acordo com o modelo de Petrov e Boy (2004).</p>
14	Modelagem de carga sem maré	<p>Carga por pressão atmosférica. Modelo APLO-ERAin (Implementação do modelo de Petrov e Boy (2004)). (Deslocamentos NEU individuais por estação).</p> <p>Carga oceânica. Não aplicada.</p> <p>Carga hidrológica. Não aplicada.</p>
15	Variação dos parâmetros de orientação terrestre	<p>Marés oceânicas. Variações diurnas e semi-diurnas em X, Y (coordenadas do polo) e UT1 aplicadas de acordo com modelo padrão do IERS 2010.</p>
16	Parâmetros orbitais	<p>6 Elementos keplerianos + 9 parâmetros de radiação solar.</p> <p>Valores obtidos através dos arquivos de efemérides precisas.</p>
17	Modelo geopotencial (estático)	<p>EGM2008 (até grau e ordem 12).</p> <p>$GM = 398\,600,4415\text{ km}^3/\text{s}^2$.</p>
18	Modelo orbital geral	<p>JPL DE400.</p> <p>$GM_{sol} = 132\,712\,500\,000\text{ km}^3/\text{s}^2$.</p> <p>$GM_{lua} = 4\,902,7890\text{ km}^3/\text{s}^2$.</p>
19	Modelo de nutação	IAU2000R06.
20	Modelo do polo	IERS2010.

3.2.1.3 Principais etapas do processamento de dados

Com base no esquema (Seção 3.2.1.1) e na estratégia (Seção 3.2.1.2) geral de processamento de dados e materialização de coordenadas, e de acordo com a estrutura funcional do software BERNESE GNSS (DACH et al., 2015, p. 8), as principais etapas desenvolvidas no presente estudo, estão indicadas na TABELA 10:

TABELA 10 – ETAPAS DO PROCESSAMENTO DE DADOS

Continua

ORD	ETAPA	MÓDULO	DESCRIÇÃO
1	Extrapolação de coordenadas	COOVEL	Cálculo de coordenadas <i>a-priori</i> na época de processamento
2	Análise de órbitas satelitais	POLUPDH	Geração de arquivo de parâmetros de orientação terrestre na época de processamento.
		PRETAB	Cálculo de órbitas tabulares (redefinição de intervalos de rastreo) na época de processamento. Correção de relógios dos satélites.
		ORBGENH	Geração de órbitas padrão (integração de equações de movimento).
3	Análise de observações	RNXGRA	Análise de observações GPS (arquivos RINEX) (Número de épocas, saltos de ciclo, perdas de sinal, entre outros).
		RNXSMT	Limpeza das observações de código (Suavização do sinal após eliminação de saltos de ciclo e <i>outliers</i> a partir da combinação MELBOURNE WÜBBENA).
		RXOBS	Importação de arquivos RINEX pré-selecionados a partir dos resultados do módulo RNXSMT.
4	Pre-processamento de dados	CODSPP	Geração de zero diferenças (observações de código). Sincronização dos relógios dos receptores no tempo GPS.

TABELA 10 – ETAPAS DO PROCESSAMENTO DE DADOS

Continuação			
ORD	ETAPA	MÓDULO	DESCRIÇÃO
5	Processamento de dados	CODXTR	Obtenção e análise dos valores de RMS do processo de sincronização dos relógios dos receptores.
		SNGDIF	Seleção de linhas de base (Estratégia. OBS-MAX).
			Geração de simples diferenças (Observações de código e fase).
		MAUPRP	Pré-processamento de simples diferenças de fase.
			Detecção e correção de saltos de ciclo.
		MPRXTR	Obtenção de número e magnitude dos saltos de ciclo.
		GPSEST	Geração de duplas diferenças de fase e combinações lineares L_3 .
		RESRMS	Detecção de residuais e <i>outliers</i> .
		GPSEST	Cálculo de ambiguidades reais (Solução preliminar).
		GPSXTR	Obtenção e análise dos valores de residuais e <i>outliers</i> .
		ADDNEQ2	Geração da primeira solução de coordenadas (solução flutuante) (sem os inteiros das ambiguidades determinados. Inclusão do modelo de carga por pressão atmosférica - Modelo APLO-ERAin).
			Estimação de parâmetros troposféricos.
		GPSXTR	Obtenção e análise de coordenadas obtidas a partir da solução flutuante.

TABELA 10 – ETAPAS DO PROCESSAMENTO DE DADOS

Continuação			
ORD	ETAPA	MÓDULO	DESCRIÇÃO
		GNSQIF	Resolução de ambiguidades inteiras por linhas de base (Estratégia QIF. Inclusão de parâmetros troposféricos obtidos).
		AMBXTR	Obtenção e análise de número de ambiguidades resolvidas.
		GPSCLU	Ajuste final de observações (inclusão de ambiguidades inteiras, parâmetros troposféricos (modelo VMF1) e modelo de carga por pressão atmosférica (modelo APLO-ERAin)).
6	Materialização de coordenadas	ADDNEQ2	Cálculo de parâmetros de transformação entre as coordenadas das bases da solução gerada e as coordenadas das bases obtidas a partir da solução multianual IGB08.sn timer. Estimação de parâmetros troposféricos finais.
		GPSXTR	Obtenção e análise de coordenadas finais.
7	Análise da precisão externa	HELMCHK	Comparação de coordenadas estimadas em relação à solução SIRGAS.
8	Análise da precisão interna	COMPARF	Comparação de coordenadas estimadas em relação a uma solução média (Repetitividade).
9	Combinação de soluções	ADDNEQ2	Materialização de coordenadas semanais. Materialização de coordenadas multianuais. Cálculo de residuais por componente (N, E, U) e por estação.

3.2.1.4 Principais arquivos e modelos usados no processamento de dados

De acordo com as Convenções do IERS do ano 2010 (GÉRARD; LUZUM, 2010), e baseados no esquema (Seção 3.2.1.1), na estratégia (Seção 3.2.1.2) e nas etapas (Seção 3.2.1.3) principais do processamento de dados e materialização de coordenadas, os principais arquivos e modelos usados na presente pesquisa são indicados na TABELA 11:

TABELA 11 – PRINCIPAIS ARQUIVOS E MODELOS USADOS NO PROCESSAMENTO

ORD	TIPO	DESCRIÇÃO	FORMATO
1	Arquivo de observações	RINEX. Rede REGME	SITEddd0.YYO
		RINEX. Rede RBMC	SITEddd1.YYO
2	Efemérides precisas	IGS SP3 Final (REPRO2)	IG2www(0-6).SP3
		IGS SP3 Final (IGb08)	IGSwww(0-6).SP3
3	Parâmetros de orientação terrestre	IGS ERP (REPRO2)	IG2www7.ERP
		IGS ERP (IGb08)	IGSwww7.ERP
4	Bias de diferencial de código	P1C1 DCB	P1C1yymm.DCB
		P1P2 DCB	P1P2yymm.DCB
5	Centros de fase da antena	IGS08	IGS08_1781.ATX
6	Modelo ionosférico	CODE ION	CODwww(0-6).ION
7	Modelo troposférico	VMF/ECMWF	VMFyyddd.GRD
8	Modelo de carga atmosférica	APLO-ERAin (CE)	APLEyyddd.GRD
		APLO-ERAin (CM)	APLMyyddd.GRD
9	Modelo de maré atmosférica	GGFC Tide Model (CE)	s1_s2_def_ce.dat
		GGFC Tide Model (CM)	s1_s2_def_cm.dat
10	Modelo de carga sólida	TIDE2000	TIDE2000.TPO
11	Modelo de carga oceânica	FES2004	ECU14.BLQ
12	Modelo de marés oceânicas	FES2004	OT_FES2004.TID
13	Modelo do Polo	IERS2010	IERS2010XY.SUB
14	Modelo de Nutação	IAU2000 R06	IAU2000R06.NUT
15	Modelo Geoidal	EGM2008	EGM2008_SMALL.

Onde:

ddd, representa o dia GPS; www, a semana GPS; mm, o mês do ano, e, YY, o ano.

3.2.2 Análise de resultados

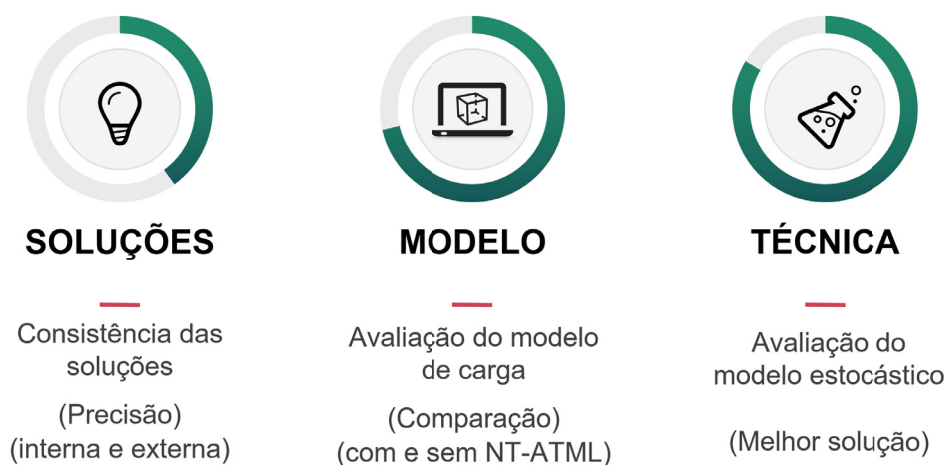


FIGURA 13 – ESQUEMA FUNDAMENTAL DA ANÁLISE DE RESULTADOS
FONTE: O autor (2017)

A análise de resultados inclui 3 etapas principais: a análise das soluções posicionais visando avaliar a qualidade das soluções obtidas, a análise da modelagem do efeito de carga por pressão atmosférica, através da comparação das soluções geradas com e sem a inclusão do modelo de carga e o cálculo do fator de redução de variância, e, a avaliação da acurácia das soluções a partir do análise do modelo estocástico de cada solução. Neste sentido, os principais pontos a serem desenvolvidos são:

- Avaliação do modelo de processamento através da comparação das soluções semanais (campanha padrão ECU3) e as soluções SIRGAS (sirYYPwww.crd) (precisão externa).
- Avaliação individual das soluções diárias através da análise de sua repetibilidade (precisão interna).
- Avaliação do modelo de carga por pressão atmosférica através da comparação direta das soluções (coordenadas e ZTD): ECU1 - ECU2, para o caso do centro de massas CE, e, ECU3 - ECU4, para o caso do centro de massas CM.
- Avaliação da melhora das soluções após a implementação do modelo de carga através do cálculo do fator de redução de variância (WIJAYA et al., 2013; PETROV; BOY, 2004).
- Análise dos sinais remanescentes nas series de residuais, através da análise das séries no domínio de frequências, após a modelagem do efeito de carga por pressão atmosférica (APÊNDICE A).
- Avaliação da precisão das soluções geradas através da análise dos modelos estocásticos das séries temporais obtidas (APÊNDICE B).

3.2.2.1 Avaliação das soluções posicionais

De forma geral, e com a finalidade de avaliar a qualidade das soluções posicionais geradas (em termos de precisão), é necessário que as diferentes etapas do processamento atinjam os parâmetros de controles indicados na TABELA 12.

TABELA 12 – PARÂMETROS DE CONTROLE PARA A AVALIAÇÃO DAS SOLUÇÕES

ORD	ETAPA	CARACTERÍSTICA	VALOR
1	Geração de órbitas padrão	RMS por satélite	< 2 mm
2	Sincronização dos relógios dos satélites	RMS zero diferenças	< 3 m
3	Pré-processamento de fase	RMS <i>a-posteriori</i> solução	< 2 cm
4	Cálculo de ambiguidades reais	RMS <i>a-posteriori</i> solução	< 2,5 mm
5	Cálculo da solução flutuante	RMS <i>a-posteriori</i> solução	< 1,5 mm
6	Resolução de ambiguidades	Ambiguidades resolvidas	< 75 %
		RMS <i>a-posteriori</i> solução	< 1,5 mm
7	Cálculo da solução final	Precisão externa	< 5 mm NE < 15 mm U
		Precisão interna	< 5 mm NE < 15 mm U

3.2.2.2 Avaliação da incidência do modelo de carga

A avaliação da incidência do modelo de carga, como foi indicado na Seção 3.2.2, sustenta-se na comparação direta das soluções posicionais com (ECU2 e ECU4) e sem (ECU1 e ECU3) sua implementação. De acordo com Collilieux, VanDam e Altamimi (2012), os principais parâmetros que podem ser avaliados na análise das soluções são:

- Magnitude dos deslocamentos superficiais gerados pelo efeito de carga nas componentes individuais de cada estação.
- Magnitude das diferenças obtidas entre os atrasos troposféricos de cada estação para cada uma das soluções avaliadas.
- Magnitude das diferenças obtidas entre os RMS totais das componentes individuais e dos atrasos troposféricos obtidos por estação para cada uma das soluções avaliadas.
- Estimação do fator de correlação (*admittance factor*) direto entre o efeito de carga modelado e as observáveis (PETROV; BOY, 2004).

Outra alternativa útil para a análise da incidência do efeito de carga, é aquela estabelecida por Wijaya et al. (2013), que avaliou a melhora na repetibilidade das soluções após aplicar o modelo de carga, através do cálculo do fator de redução da variância (R_p) definido pela equação:

$$R_p = \frac{\Delta\sigma^2}{\sigma_{sem-apl}^2} \times 100\% \quad (3.1)$$

Onde:

$\sigma_{sem-apl}$	Variância dos resíduos da solução sem o modelo de carga.
$\Delta\sigma^2$	Diferença entre a variância dos resíduos das soluções com e sem aplicação do modelo de carga.

Um valor positivo de R_p indica que a solução melhorou ao se aplicar o modelo de carga (WIJAYA et al., 2013).

Na presente pesquisa são utilizados todos os parâmetros mencionados anteriormente, com exceção do fator de correlação (*admittance factor*) (PETROV; BOY, 2004). Isto se deve ao fato de que para seu cálculo é necessário modelar um sinal de carga específico para cada uma das estações avaliadas contrariamente ao que é feito na presente pesquisa (cálculo do efeito de carga por interpolação de valores através de uma grade mundial).

3.2.2.3 Avaliação do modelo estocástico das soluções

De acordo com Tregoning e Watson (2009), o cálculo do fator de redução da variância só estabelece se um modelo ou uma abordagem é superior se o RMS das soluções for menor que aquele que resulta de alguma outra abordagem em particular. Para isso, é necessário pressupor que não existem outros tipos de sinais (não-lineares) na série temporal de coordenadas. No entanto, devido a que na maior parte das séries isso não acontece (correlação de sinais), uma alternativa para avaliar a incidência do efeito de carga é a partir da análise do modelo estocástico das séries. Isto é, a solução do modelo de carga será considerada a melhor solução só se ela permite estabelecer estimativas mais precisas dos sinais geofísicos remanescentes, através da caracterização dos sinais de ruído (correlacionados) presente nas séries de tempo. Assim por exemplo, Tregoning e Watson (2009) calcularam as amplitudes dos sinais de ruído através da análise espectral das séries de cada componente usando o periodograma de Lomb-Scargle (SCARGLE, 1982). Os modelos estocásticos escolhidos no estudo foram: o modelo "*White noise only*" e o modelo combinado "*White and Power-Law noise*". Os resultados do estudo demonstraram que a modelagem das marés atmosféricas, em conjunto com o efeito de carga

através do modelo de Petrov e Boy (2004), diminuíram notavelmente o nível do ruído dos modelos avaliados.

Com base neste preceito, na presente pesquisa são avaliados os modelos estocásticos das componentes de cada estação a partir do cálculo das amplitudes dos sinais de ruído, de acordo com a metodologia estabelecida por Williams (2003) e Bos et al. (2008). Os modelos estocásticos escolhidos para avaliação como possíveis modelos das séries em estudo são:

- *Generalized Gauss Markov noise.*
- *White noise only.*
- *White noise and Flicker (Generalized Gauss Markov) noise.*
- *White noise and Random Walk (Generalized Gauss Markov) noise.*

É importante salientar que devido à correlação que existe entre sinais no espectro de frequências, torna-se útil estabelecer o estudo, caracterização e possível filtragem dos sinais com períodos similares ou próximos dos sinais avaliados (efeito de carga atmosférica e sinais de ruído) antes da análise do modelo estocástico (WILLIAMS, 2015). Entre as principais alternativas para isto tem-se:

- Análise espectral de séries por métodos não estacionários convencionais, baseados na decomposição da série em componentes harmônicas (Transformada de Fourier, Transformada contínua de *Wavelet* e Distribuição de Wigner-Ville).
- Análise espectral de séries por métodos não estacionários adaptativos, baseados na decomposição da série em componentes intrínsecos (funções simétricas em relação a uma média local) (Transformada de Hilbert - Huang, Transformada "*Synchrosqueezing*").
- Análise espectral de séries por métodos estacionários, baseados na decomposição da série a partir do uso de modelos auto-regressivos (Métodos auto-regressivos e de média móvel, Kalman *Smoother*).
- Análise espectral de séries por métodos estatísticos convencionais, baseados na decomposição da série em autovalores da matriz de covariância. Isto é, através da transformação ortogonal de vetores para converter um conjunto de observações de variáveis possivelmente correlacionadas num conjunto de valores de variáveis linearmente não correlacionadas chamadas de componentes principais (Transformada de Karhunen-Loève, Análise espectral singular).

Na presente pesquisa, e com a finalidade de estudar o comportamento espectral das séries temporais geradas (redução de sinais após aplicação do modelo de carga), principalmente

naquelas estações localizadas na bacia do Rio Amazonas onde existe uma forte correlação de diversos sinais físicos (carga hidrológica, carga oceânica, entre outros), é realizada a análise espectral das séries através de 3 metodologias principais: a Transformada de Fourier de Curto Termo, a Transformada de *Wavelet* (Morlet) Contínua e a Transformada de Hilbert-Huang.

A seleção das 3 técnicas anteriormente citadas, baseia-se principalmente na busca da melhor técnica de análise espectral que permita avaliar de forma clara e precisa as propriedades das séries temporais obtidas (não-linearidade e não-estacionariedade). Assim, a Transformada de Fourier de Curto Termo por exemplo, é útil só se o processo físico em estudo é linear e se os dados são localmente estacionários (estacionariedade parcial em intervalos de tempo curtos) (DUFFY, 2004). A Transformada de *Wavelet* Contínua por sua vez, pode ser aplicada a qualquer conjunto de dados lineares, seja este estacionário ou não, no entanto, dado o uso de uma *wavelet* mãe padrão (Morlet) em todo o processo de análise, seu uso dificulta a definição quantitativa da distribuição energia-frequência-tempo (HUANG et al., 1998). Finalmente, a Transformada de Hilbert-Huang, pode ser usada para qualquer tipo de série, estacionária ou não-estacionária, linear ou não-linear, principalmente no caso de querer realizar uma filtragem dos componentes das séries sem a necessidade de estabelecer um pressuposto de suas características (periodicidade, homogeneidade de dados, entre outros). A principal desvantagem da Transformada de Hilbert-Huang, no entanto, é que ela não possui uma base matemática definida (primeiros desenvolvimentos no ano 1998, ver Huang et al. (1998)), pelo qual é considerada como uma metodologia empírica de análise (HUANG; WU, 2008).

Uma discussão simples dos modelos estocásticos avaliados, assim como das técnicas de análise espectral usadas na presente pesquisa, é apresentada nos APÊNDICES A e B respectivamente.

4 RESULTADOS E ANÁLISES

Na sequência, apresenta-se os resultados obtidos nas diferentes etapas da pesquisa em conformidade com o estabelecido nas Seções 3.2.2.1, 3.2.2.2 e 3.2.2.3. É importante salientar que, devido ao grande número de dados avaliados (4 campanhas \times 31 estações \times 52 semanas GPS \times 3 anos), assim como ao número de etapas e procedimentos realizados, em certos pontos serão apresentados unicamente os resultados provenientes de 5 estações selecionadas em função de sua localização e importância. Estas são: BOAV (Boa Vista), NAUS (Manaus), POVE (Porto Velho), QUEM (Quevedo) e RIOP (Riombamba). A escolha das 3 estações brasileiras foi feita, visando o estudo da correlação existente entre o efeito de carga atmosférica e o efeito de carga hidrológica presente na Bacia do Rio Amazonas. As estações equatorianas por sua parte, foram escolhidas visando o estudo do efeito de carga em estações de alta altitude (3054 m (QUEM) e 2817 m (RIOP)).

4.1 AVALIAÇÃO DAS SOLUÇÕES POSICIONAIS

4.1.1 Disponibilidade de dados por estação

Na presente pesquisa foram processados os dados de um total de 156 semanas GPS, correspondentes a 1092 dias, para cada uma das 4 campanhas realizadas (TABELA 8). Desta maneira, baseados na disponibilidade dos dados e uma vez realizado o controle de qualidade dos mesmos em conformidade com o estabelecido na TABELA 7, o número final de dados por estação usados neste trabalho são apresentados na FIGURA 14 e TABELA 13:

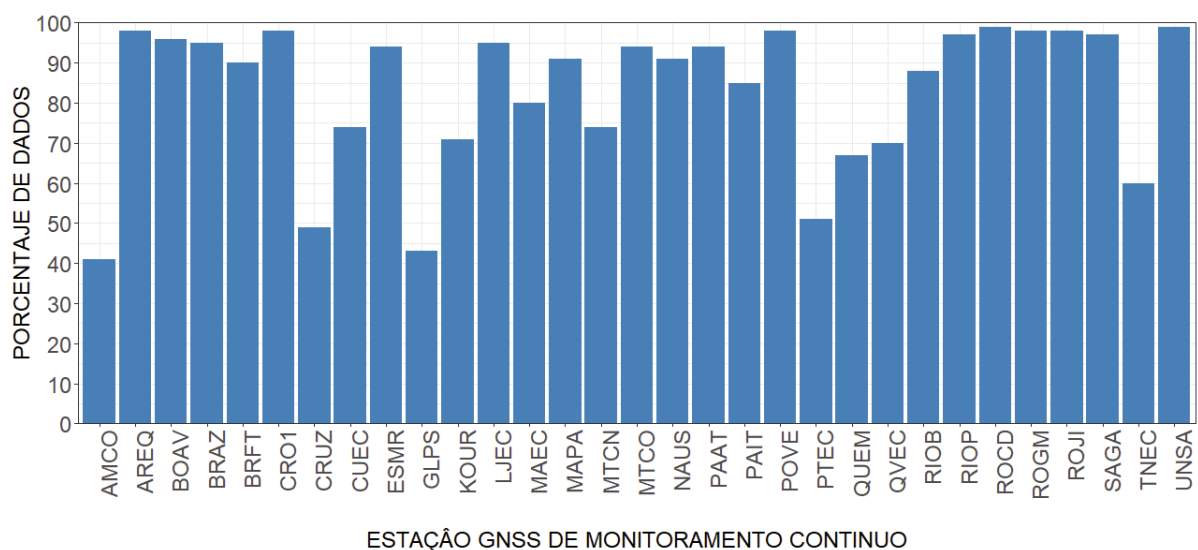


FIGURA 14 – DISPONIBILIDADE DE DADOS POR ESTAÇÃO

TABELA 13 – DISPONIBILIDADE DE DADOS POR ESTAÇÃO

ORD	CÓDIGO	NOME	LOCALIZAÇÃO	TOTAL	PORCENTUAL
1	B01	AMCO	Coari, Brasil	458	42
2	B02	BOAV	Boa Vista, Brasil	1057	97
3	B03	CRUZ	Cruzeiro do Sul, Brasil	542	50
4	B04	MAPA	Macapá, Brasil	1008	92
5	B05	MTCN	Canarana, Brasil	817	75
6	B06	MTCO	Colider, Brasil	1042	95
7	B07	NAUS	Manaus, Brasil	1005	92
8	B08	PAAT	Altamira, Brasil	1037	95
9	B09	PAIT	Itaituba, Brasil	936	86
10	B10	POVE	Porto Velho, Brasil	1078	99
11	B11	RIOB	Rio Branco, Brasil	974	89
12	B12	ROCD	Colorado d'Oeste	1090	99
13	B13	ROGM	Guajará-Mirim, Brasil	1084	99
14	B14	ROJI	Ji-Paraná, Brasil	1082	99
15	B15	SAGA	São Gabriel da Cachoeira, Brasil	1068	98
16	E01	CUEC	Cuenca, Equador	819	75
17	E02	ESMR	Esmeraldas, Equador	1044	96
18	E03	LJEC	Loja, Equador	1053	96
19	E04	MAEC	Macas, Equador	882	81
20	E05	PTEC	Portoviejo, Equador	564	52
21	E06	QUEM	Quito, Equador	741	68
22	E07	QVEC	Quevedo, Equador	773	71
23	E08	RIOP	Riobamba, Equador	1074	98
24	E09	TNEC	El Tena, Equador	662	61
25	I01	AREQ	Arequipa, Perú	1085	99
26	I02	BRAZ	Brasília, Brasil	1049	96
27	I03	BRFT	Eusébio, Brasil	997	91
28	I04	CRO1	Saint Croix, Estados Unidos	1087	99
29	I05	GLPS	Galápagos, Equador	480	44
30	I06	KOUR	Kourou, Guiana Francesa	791	72
31	I07	UNSA	Salta, Argentina	1090	99
TOTAL				28469	—
MÉDIA				918	83
MÁXIMO				1090	99
MÍNIMO				458	41

4.1.2 Análise da precisão externa das soluções

Com a finalidade de avaliar a consistência do modelo de processamento em relação ao modelo SIRGAS, foi realizada a comparação das soluções semanais da campanha ECU3 (Centro de massas CM) com as soluções semanais SIRGAS obtidas através do protocolo FTP de seu site oficial (www.sirgas.org). A seleção da campanha ECU3 como solução padrão para a análise da consistência do modelo de processamento, foi realizada em razão de que as soluções SIRGAS encontram-se definidas no sistema de referencia IGB08, cuja origem, por definição, coincide com o centro de massas do sistema Terra (CM). Baseados neste preceito, nas FIGURAS 15 e 16 apresentam-se as médias das diferenças de residuais obtidas por componente para cada uma das estações avaliadas, bem como seus respectivos desvios padrão. Um resumo detalhado dos valores obtidos para cada estação é apresentado na TABELA 14.

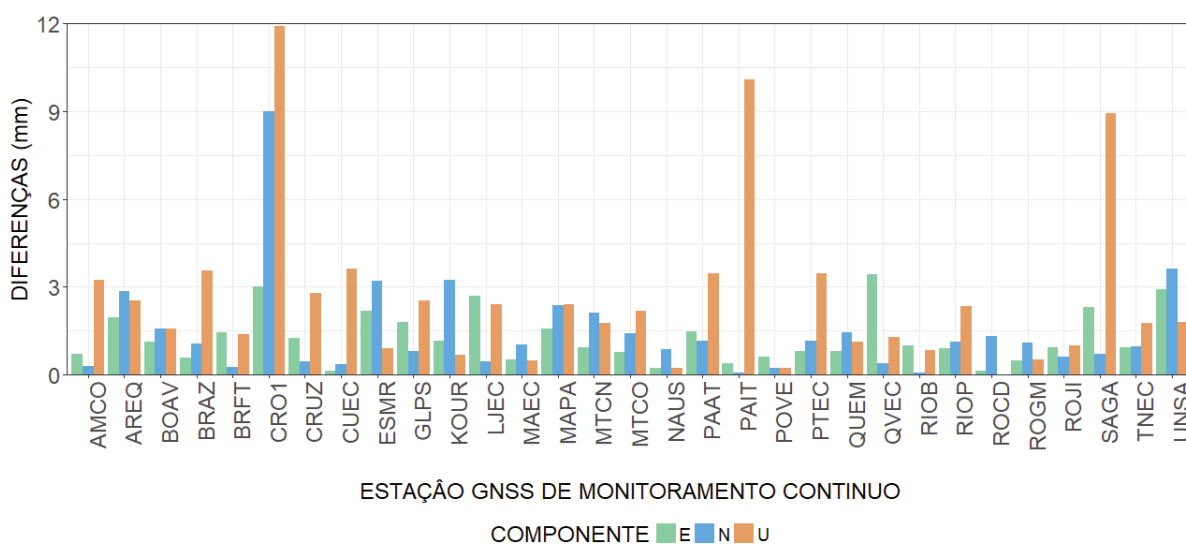


FIGURA 15 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE SOLUÇÕES SIRGAS E ECU3

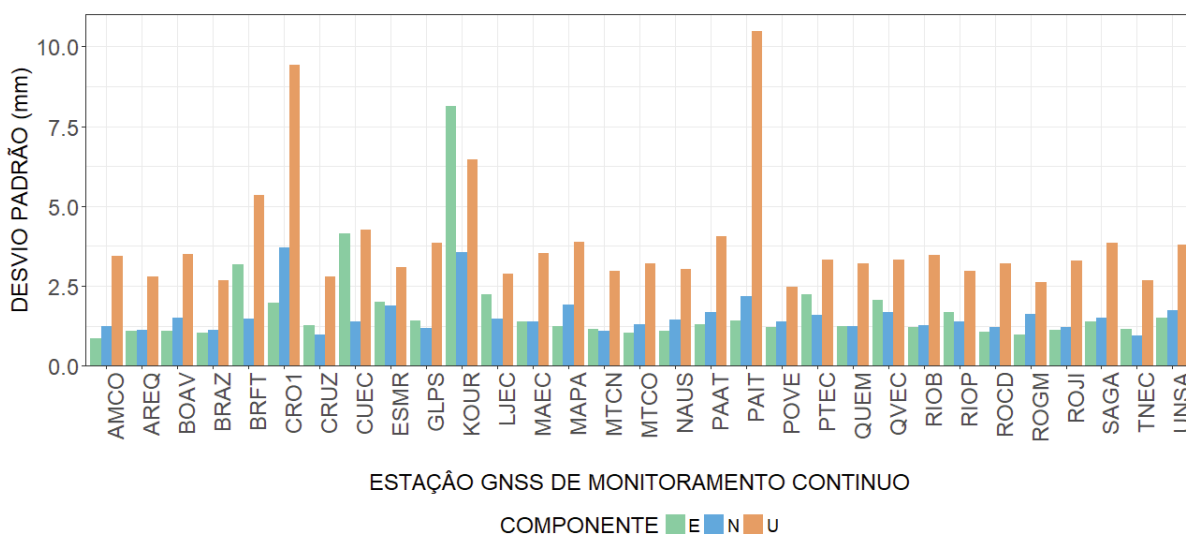


FIGURA 16 – DESvio PADRÃO DAS DIFERENÇAS ENTRE SOLUÇÕES SIRGAS E ECU3

TABELA 14 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE SOLUÇÕES SIRGAS E ECU3

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NORTE		LESTE		ALTITUDE	
			MÉDIA (mm)	σ (mm)	MÉDIA (mm)	σ (mm)	MÉDIA (mm)	σ (mm)
1	B01	AMCO	0,29	1,24	0,70	0,85	3,25	3,45
2	B02	BOAV	1,58	1,51	1,12	1,09	1,58	3,50
3	B03	CRUZ	0,45	0,98	1,24	1,26	2,79	2,79
4	B04	MAPA	2,37	1,91	1,58	1,22	2,42	3,89
5	B05	MTCN	2,12	1,10	0,95	1,14	1,76	2,96
6	B06	MTCO	1,41	1,30	0,76	1,02	2,18	3,22
7	B07	NAUS	0,86	1,44	0,21	1,09	0,23	3,02
8	B08	PAAT	1,16	1,67	1,46	1,28	3,47	4,04
9	B09	PAIT	0,08	2,19	0,37	1,42	10,08	10,47
10	B10	POVE	0,22	1,39	0,63	1,20	0,21	2,47
11	B11	RIOB	0,07	1,25	1,00	1,20	0,83	3,47
12	B12	ROCD	1,32	1,21	0,15	1,06	0,01	3,20
13	B13	ROGM	1,09	1,60	0,48	0,98	0,52	2,62
14	B14	ROJI	0,62	1,20	0,95	1,11	1,01	3,30
15	B15	SAGA	0,70	1,50	2,31	1,40	8,92	3,86
16	E01	CUEC	0,36	1,38	0,15	4,16	3,63	4,27
17	E02	ESMR	3,22	1,88	2,18	2,00	0,89	3,09
18	E03	LJEC	0,46	1,47	2,69	2,25	2,41	2,89
19	E04	MAEC	1,04	1,39	0,51	1,40	0,48	3,52
20	E05	PTEC	1,17	1,59	0,81	2,24	3,48	3,31
21	E06	QUEM	1,45	1,23	0,81	1,25	1,14	3,22
22	E07	QVEC	0,39	1,69	3,44	2,05	1,27	3,33
23	E08	RIOP	1,11	1,39	0,91	1,68	2,35	2,97
24	E09	TNEC	0,97	0,93	0,93	1,15	1,78	2,69
25	I01	AREQ	2,85	1,13	1,96	1,09	2,54	2,79
26	I02	BRAZ	1,05	1,13	0,57	1,04	3,57	2,68
27	I03	BRFT	0,26	1,46	1,44	3,18	1,38	5,33
28	I04	CRO1	8,99	3,70	3,01	1,98	11,92	9,43
29	I05	GLPS	0,79	1,17	1,81	1,40	2,54	3,85
30	I06	KOUR	3,24	3,55	1,15	8,13	0,67	6,45
31	I07	UNSA	3,62	1,73	2,91	1,50	1,80	3,80
MÉDIA			1,46	1,56	1,26	1,74	2,62	3,87
MÍNIMO			0,07	0,93	0,15	0,85	0,01	2,47
MÁXIMO			8,99	3,70	3,44	8,13	11,92	10,47

Os resultados apresentados na TABELA 14, permitem evidenciar que para o caso de 30 das 31 estações processadas, suas soluções encontram-se dentro do intervalo sugerido (TABELA 12) para poderem ser consideradas soluções consistentes com as soluções continentais SIRGAS. No caso específico da estação CRO1, a qual possui uma diferença média de 8,99 mm para a componente norte, é possível dizer que dado que o valor é representativo só numa das três componentes, este pode ser atribuído à inclusão de um termo *bias* no processo de materialização das soluções função do comprimento das linhas de base GLPS–CRO1 e BRFT–CRO1 (maiores linhas de base). No entanto, e devido a que dito erro não afeta a consistência das outras soluções, o modelo pode ser considerado estável e consistente (precisão externa da solução) com as soluções do sistema regional SIRGAS e por conseguinte com o sistema mundial; no caso desta abordagem, o ITRF2008.

Finalmente, e devido a que não existe uma solução regional ou mundial que possua as mesmas características das soluções ECU1 (centro de massas CE), ECU2 (centro de massas CE + modelo de carga atmosférica) e ECU4 (centro de massas CM + modelo de carga atmosférica), é possível generalizar e dizer que, dado que as 4 campanhas também possuem como base o modelo padrão da solução ECU3 (só variam na inclusão dos modelos de carga e a troca do centro de massas), as 4 soluções também podem ser consideradas consistentes com o modelo de processamento do SIRGAS.

4.1.3 Análise da precisão interna das soluções

Uma vez realizada a análise da precisão externa das soluções (Seção 4.1.2), o seguinte passo consiste na análise da precisão interna ou também chamada de repetibilidade diária (REP_D) das coordenadas de cada estação. Para isso, foi necessária a geração das correspondentes séries de resíduos para cada uma das componentes das estações, bem como suas respectivas pré-análise e filtragem com a finalidade de eliminar os possíveis erros grosseiros e "outliers". Na presente pesquisa usou-se a metodologia estabelecida por Bos et al. (2013) e Langbein e Bock (2004), os quais filtraram todas aquelas observações inconsistentes com o conjunto total de dados através do cálculo de sua amplitude interquartil (em inglês: Interquartile Range, IQR). Isto é, uma vez calculada e eliminada a tendência linear dos dados de cada uma das componentes, através do método de mínimos quadrados, calcula-se a amplitude Inter-Quartil, definida como a diferença entre o quartil inferior Q_1 e o quartil superior Q_3 do conjunto de dados. Aquele resíduo com um valor inferior a 3 vezes a amplitude Inter-Quartil, abaixo ou acima da mediana, é considerado de "outlier".

Finalmente, uma vez realizada a filtragem das series, calcula-se a média e o desvio padrão do conjunto total de residuais (valores absolutos) a fim de obter a repetibilidade média das coordenadas por componente e por estação. Nas FIGURAS 17, 18, 19 e 20, bem como nas TABELAS 15, 16, 17 e 18, apresentam-se a média da repetibilidade diária de cada uma das estações obtidas para cada uma das 4 campanhas de processamento realizadas.

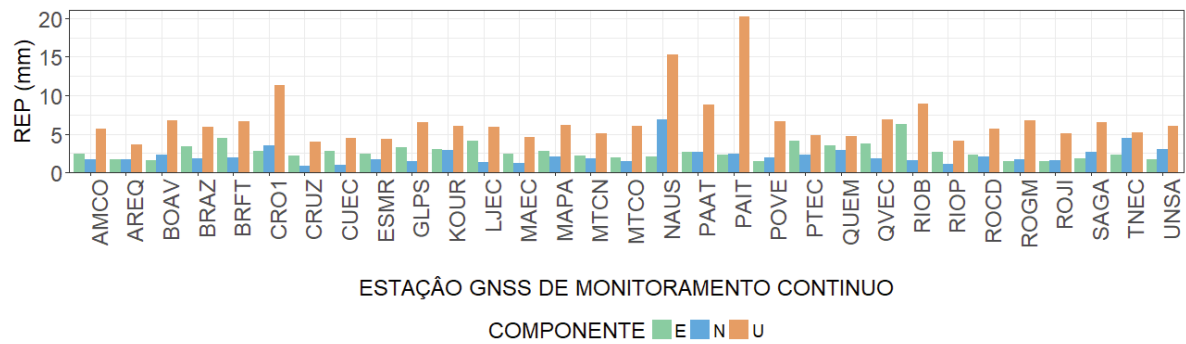


FIGURA 17 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU1

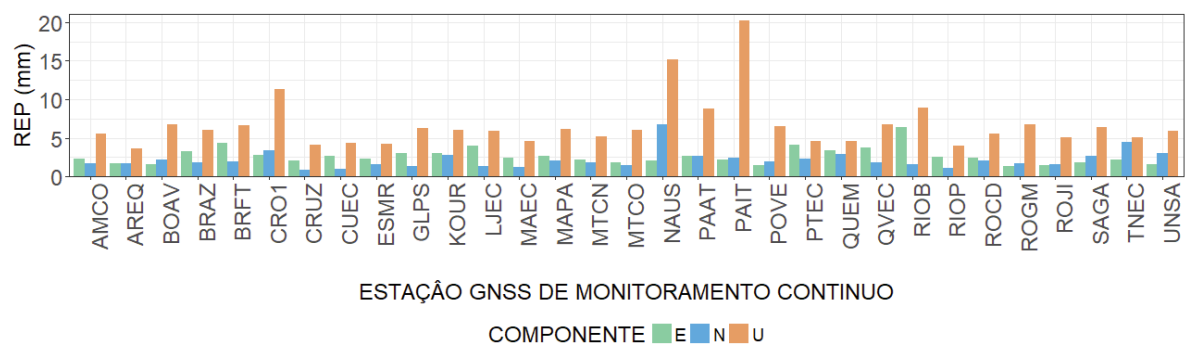


FIGURA 18 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU2

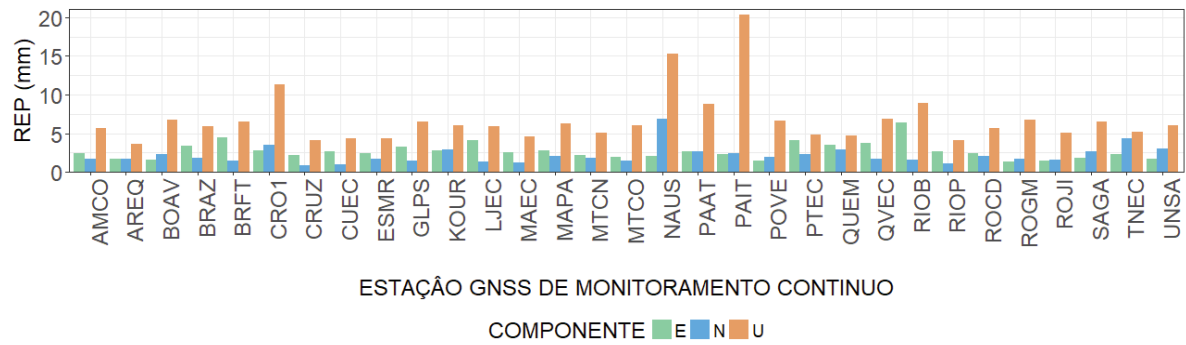


FIGURA 19 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU3

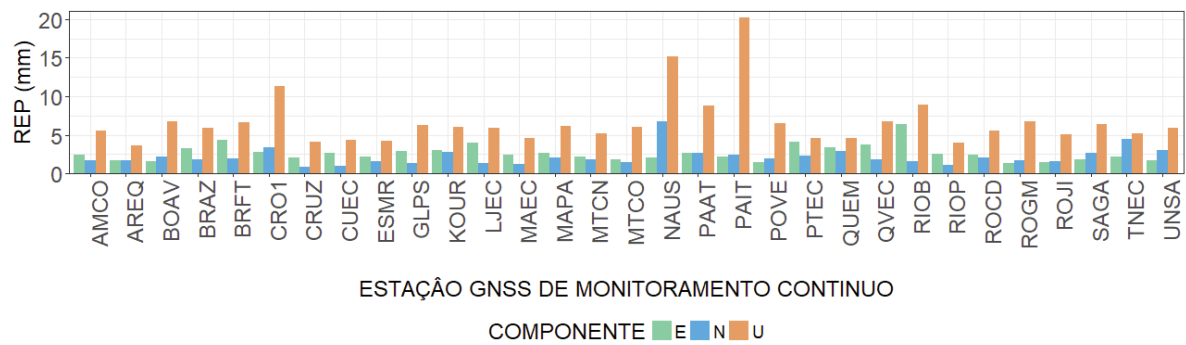


FIGURA 20 – REPETIBILIDADES MÉDIAS DAS SOLUÇÕES ECU4

TABELA 15 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU1

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NORTE		LESTE		ALTITUDE	
			REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)
1	B01	AMCO	1,67	1,21	2,37	1,56	5,61	4,34
2	B02	BOAV	2,26	1,43	1,57	1,21	6,78	4,67
3	B03	CRUZ	0,90	0,72	2,13	1,49	4,03	2,98
4	B04	MAPA	2,02	1,47	2,72	1,87	6,20	4,61
5	B05	MTCN	1,81	1,33	2,22	1,65	5,10	3,68
6	B06	MTCO	1,49	1,07	1,89	1,35	6,08	4,14
7	B07	NAUS	6,81	5,10	2,06	1,67	15,26	9,77
8	B08	PAAT	2,65	1,81	2,68	1,89	8,82	6,26
9	B09	PAIT	2,38	1,68	2,29	1,69	20,22	12,99
10	B10	POVE	1,97	1,32	1,41	1,09	6,60	4,67
11	B11	RIOB	1,53	1,14	6,32	3,91	8,85	5,90
12	B12	ROCD	2,11	1,50	2,35	1,66	5,66	4,18
13	B13	ROGM	1,72	1,22	1,40	1,13	6,76	4,88
14	B14	ROJI	1,54	1,12	1,42	1,05	5,07	3,70
15	B15	SAGA	2,67	1,71	1,80	1,36	6,47	4,78
16	E01	CUEC	1,00	0,74	2,72	1,97	4,42	3,40
17	E02	ESMR	1,66	1,08	2,38	1,72	4,32	3,17
18	E03	LJEC	1,28	1,04	4,15	3,20	5,89	4,46
19	E04	MAEC	1,26	0,97	2,46	1,77	4,62	3,72
20	E05	PTEC	2,32	1,41	4,14	2,45	4,80	3,50
21	E06	QUEM	2,90	1,65	3,49	2,17	4,67	3,57
22	E07	QVEC	1,80	1,24	3,74	2,46	6,90	4,56
23	E08	RIOP	1,14	0,82	2,66	1,79	4,07	2,98
24	E09	TNEC	4,40	1,95	2,30	1,67	5,16	3,82
25	I01	AREQ	1,75	1,17	1,68	1,18	3,61	2,82
26	I02	BRAZ	1,83	1,39	3,36	2,42	5,85	4,45
27	I03	BRFT	1,95	2,07	4,48	3,07	6,65	5,62
28	I04	CRO1	3,47	2,38	2,79	2,18	11,36	8,44
29	I05	GLPS	1,40	1,05	3,26	2,00	6,54	4,54
30	I06	KOUR	2,86	2,03	2,98	4,08	6,06	4,70
31	I07	UNSA	3,01	2,01	1,69	1,31	6,06	4,61
MÉDIA			2,18	1,51	2,67	1,94	6,73	4,84
MÍNIMO			0,90	0,72	1,40	1,05	3,61	2,82
MÁXIMO			6,81	5,10	6,32	4,08	20,22	12,99

TABELA 16 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU2

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NORTE		LESTE		ALTITUDE	
			REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)
1	B01	AMCO	1,68	1,22	2,35	1,56	5,52	4,30
2	B02	BOAV	2,20	1,39	1,56	1,21	6,77	4,66
3	B03	CRUZ	0,90	0,72	2,09	1,51	4,10	3,07
4	B04	MAPA	2,02	1,45	2,65	1,84	6,17	4,60
5	B05	MTCN	1,78	1,32	2,17	1,59	5,15	3,66
6	B06	MTCO	1,48	1,06	1,86	1,33	6,02	4,09
7	B07	NAUS	6,80	5,08	2,04	1,66	15,13	9,70
8	B08	PAAT	2,67	1,82	2,62	1,85	8,75	6,22
9	B09	PAIT	2,40	1,68	2,23	1,67	20,20	12,98
10	B10	POVE	1,96	1,31	1,41	1,10	6,55	4,66
11	B11	RIOB	1,53	1,14	6,34	3,89	8,91	5,94
12	B12	ROCD	2,08	1,49	2,37	1,66	5,59	4,09
13	B13	ROGM	1,72	1,22	1,39	1,13	6,73	4,90
14	B14	ROJI	1,54	1,12	1,41	1,04	5,02	3,66
15	B15	SAGA	2,64	1,68	1,78	1,36	6,44	4,77
16	E01	CUEC	0,98	0,74	2,68	1,93	4,31	3,35
17	E02	ESMR	1,62	1,06	2,26	1,64	4,19	3,10
18	E03	LJEC	1,29	1,05	3,96	3,10	5,93	4,47
19	E04	MAEC	1,25	0,96	2,39	1,73	4,54	3,69
20	E05	PTEC	2,29	1,39	4,13	2,44	4,62	3,37
21	E06	QUEM	2,87	1,61	3,41	2,15	4,53	3,49
22	E07	QVEC	1,76	1,23	3,70	2,42	6,75	4,43
23	E08	RIOP	1,12	0,81	2,57	1,73	3,95	2,90
24	E09	TNEC	4,42	1,92	2,21	1,61	5,12	3,81
25	I01	AREQ	1,70	1,15	1,64	1,15	3,58	2,79
26	I02	BRAZ	1,81	1,36	3,29	2,33	5,96	4,48
27	I03	BRFT	1,95	2,06	4,39	3,03	6,61	5,65
28	I04	CRO1	3,36	2,31	2,80	2,20	11,32	8,43
29	I05	GLPS	1,35	1,03	3,02	1,86	6,28	4,43
30	I06	KOUR	2,80	1,98	2,96	4,09	6,02	4,68
31	I07	UNSA	2,97	2,01	1,64	1,26	5,87	4,46
MÉDIA			2,16	1,50	2,62	1,91	6,67	4,80
MÍNIMO			0,90	0,72	1,39	1,04	3,58	2,79
MÁXIMO			6,80	5,08	6,34	4,09	20,20	12,98

TABELA 17 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU3

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NORTE		LESTE		ALTITUDE	
			REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)
1	B01	AMCO	1,67	1,21	2,37	1,54	5,61	4,34
2	B02	BOAV	2,27	1,44	1,57	1,21	6,77	4,65
3	B03	CRUZ	0,90	0,72	2,13	1,49	4,05	3,02
4	B04	MAPA	2,02	1,47	2,73	1,91	6,22	4,63
5	B05	MTCN	1,81	1,33	2,23	1,65	5,10	3,68
6	B06	MTCO	1,50	1,08	1,89	1,36	6,08	4,13
7	B07	NAUS	6,81	5,11	2,08	1,69	15,26	9,77
8	B08	PAAT	2,65	1,82	2,70	1,91	8,84	6,29
9	B09	PAIT	2,37	1,67	2,30	1,72	20,37	13,11
10	B10	POVE	1,98	1,34	1,41	1,10	6,60	4,67
11	B11	RIOB	1,54	1,15	6,35	3,97	8,85	5,89
12	B12	ROCD	2,11	1,50	2,36	1,67	5,66	4,18
13	B13	ROGM	1,72	1,20	1,38	1,08	6,75	4,88
14	B14	ROJI	1,54	1,12	1,43	1,05	5,07	3,70
15	B15	SAGA	2,67	1,71	1,83	1,40	6,46	4,78
16	E01	CUEC	1,01	0,76	2,72	1,87	4,37	3,19
17	E02	ESMR	1,67	1,09	2,40	1,75	4,34	3,19
18	E03	LJEC	1,28	1,04	4,14	3,20	5,89	4,46
19	E04	MAEC	1,27	0,98	2,48	1,83	4,63	3,75
20	E05	PTEC	2,32	1,41	4,15	2,45	4,79	3,48
21	E06	QUEM	2,90	1,65	3,50	2,22	4,66	3,56
22	E07	QVEC	1,72	1,08	3,76	2,50	6,88	4,53
23	E08	RIOP	1,14	0,82	2,68	1,84	4,05	2,95
24	E09	TNEC	4,40	1,95	2,31	1,67	5,19	3,86
25	I01	AREQ	1,75	1,17	1,70	1,22	3,59	2,78
26	I02	BRAZ	1,87	1,45	3,41	2,46	5,88	4,49
27	I03	BRFT	1,49	1,17	4,47	3,02	6,56	5,31
28	I04	CRO1	3,48	2,39	2,79	2,19	11,35	8,44
29	I05	GLPS	1,40	1,06	3,26	2,01	6,53	4,53
30	I06	KOUR	2,84	1,99	2,77	1,97	5,97	4,32
31	I07	UNSA	3,00	2,00	1,70	1,33	6,05	4,60
MÉDIA			2,16	1,48	2,68	1,88	6,72	4,81
MÍNIMO			0,90	0,72	1,38	1,05	3,59	2,78
MÁXIMO			6,81	5,11	6,35	3,97	20,37	13,11

TABELA 18 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. CAMPANHA ECU4

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NORTE		LESTE		ALTITUDE	
			REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)
1	B01	AMCO	1,68	1,21	2,36	1,56	5,53	4,31
2	B02	BOAV	2,20	1,39	1,58	1,23	6,72	4,64
3	B03	CRUZ	0,91	0,72	2,08	1,51	4,08	3,07
4	B04	MAPA	2,03	1,46	2,65	1,84	6,14	4,59
5	B05	MTCN	1,77	1,31	2,15	1,57	5,15	3,66
6	B06	MTCO	1,47	1,05	1,85	1,33	6,01	4,09
7	B07	NAUS	6,80	5,08	2,03	1,65	15,13	9,70
8	B08	PAAT	2,68	1,83	2,62	1,86	8,73	6,20
9	B09	PAIT	2,40	1,68	2,22	1,67	20,20	12,96
10	B10	POVE	1,95	1,31	1,40	1,08	6,55	4,66
11	B11	RIOB	1,52	1,13	6,34	3,90	8,89	5,92
12	B12	ROCD	2,07	1,49	2,39	1,67	5,58	4,08
13	B13	ROGM	1,72	1,22	1,39	1,13	6,72	4,91
14	B14	ROJI	1,53	1,12	1,41	1,04	5,02	3,65
15	B15	SAGA	2,63	1,68	1,77	1,35	6,40	4,77
16	E01	CUEC	0,98	0,74	2,66	1,92	4,30	3,35
17	E02	ESMR	1,61	1,05	2,23	1,63	4,20	3,10
18	E03	LJEC	1,29	1,05	3,92	3,08	5,93	4,46
19	E04	MAEC	1,25	0,96	2,38	1,73	4,53	3,68
20	E05	PTEC	2,28	1,39	4,12	2,43	4,62	3,36
21	E06	QUEM	2,87	1,60	3,39	2,14	4,55	3,49
22	E07	QVEC	1,76	1,22	3,69	2,41	6,77	4,47
23	E08	RIOP	1,12	0,80	2,55	1,72	3,96	2,90
24	E09	TNEC	4,43	1,92	2,21	1,61	5,12	3,83
25	I01	AREQ	1,70	1,13	1,64	1,15	3,58	2,81
26	I02	BRAZ	1,80	1,36	3,27	2,32	5,96	4,50
27	I03	BRFT	1,94	2,03	4,37	3,03	6,62	5,66
28	I04	CRO1	3,36	2,32	2,81	2,21	11,30	8,48
29	I05	GLPS	1,34	1,03	2,95	1,84	6,28	4,43
30	I06	KOUR	2,79	1,98	2,97	3,99	6,03	4,64
31	I07	UNSA	2,99	2,01	1,64	1,26	5,90	4,47
MÉDIA			2,16	1,49	2,61	1,90	6,66	4,80
MÍNIMO			0,91	0,72	1,39	1,04	3,58	2,81
MÁXIMO			6,80	5,08	6,34	3,99	20,20	12,96

Com base nos resultados apresentados, é possível concluir que 28 das 31 estações processadas, possuem soluções com repetibilidades iguais ou menores ao intervalo sugerido na presente pesquisa para poderem ser consideradas soluções precisas (valores menores a 5 mm para as componentes Norte e Leste, e, 15 mm para a componente vertical). Por conseguinte, ditas soluções podem ser usadas no estudo e análise do efeito de carga por pressão atmosférica, bem como, para o estudo de qualquer outro fenômeno físico de interesse.

TABELA 19 – REPETIBILIDADE MÉDIA POR ESTAÇÃO. VALORES MÁXIMOS

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NORTE		LESTE		ALTITUDE	
			REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)	REP_D (mm)	σ (mm)
1	NAUS	ECU1	6,81	5,10	2,06	1,67	15,26	9,77
		ECU2	6,80	5,08	2,04	1,66	15,13	9,70
		ECU3	6,81	5,11	2,08	1,69	15,26	9,77
		ECU4	6,80	5,08	2,03	1,65	15,13	9,70
2	PAIT	ECU1	2,38	1,68	2,29	1,69	20,22	12,99
		ECU2	2,40	1,68	2,23	1,67	20,20	12,98
		ECU3	2,37	1,67	2,30	1,72	20,37	13,11
		ECU4	2,40	1,68	2,22	1,67	20,20	12,96
3	RIOB	ECU1	1,53	1,14	6,32	3,91	8,85	5,90
		ECU2	1,53	1,14	6,34	3,89	8,91	5,94
		ECU3	1,54	1,15	6,35	3,97	8,85	5,89
		ECU4	1,52	1,13	6,34	3,90	8,89	5,92

Por sua parte, e no caso específico das 3 estações (NAUS, PAIT e RIOB), as quais possuem valores médios maiores aos recomendados, é possível dizer que, devido a que suas repetibilidades possuem magnitudes relativamente similares para as 4 campanhas analisadas (TABELA 19), as diferenças provavelmente decorrem de processos comuns, como o processo de materialização de soluções, ou processos relacionados com fenômenos físicos advindos da proximidade que as estações têm com afluentes de rio (ver FIGURAS 22, 23 e 24). Ditos fenômenos, só poderão ser identificados após sua correção através da implementação de um modelo de correção em particular, como no caso específico do efeito de carga hidrológica. Neste sentido, é importante observar na TABELA 19, as variações que sofrem as componentes verticais das duas primeiras estações após a inclusão e modelagem do efeito de carga atmosférica. Embora a melhoria não seja significativa ($\sim 0,15$ mm), ela permite evidenciar, em termos gerais, a incidência na repetibilidade das séries da modelagem dois fenômenos de carga inerentes à região em estudo (Bacia do Rio Amazonas). Por sua parte, no referente ao outro efeito de carga, o efeito de carga hidrológica, é conhecido, que à falta de sua modelagem em regiões como a Amazônia Brasileira, pode fazer que a repetibilidade das séries seja deteriorada em grande medida (BEVIS et al., 2005; DILL; DOBSLAW, 2013). Um exemplo disto apresenta-se

na FIGURA 21, a qual foi tomada de Dill e Dobsław (2013). Nela, apresenta-se a modelagem de diferentes efeitos de carga em altura para a estação de Manaus (NAUS), destacando-se em cores azul e ciano, o efeito de carga atmosférica modelado através dos valores de pressão obtidos dos modelos NCEP (KALNAY et al., 1996) e ECMWF (DEE et al., 2011) respectivamente, e em cores verde escuro, verde claro e em marrom o efeito de carga hidrológica através dos modelos GLDAS (em Inglês: Global Land Data Assimilation System) (RODELL et al., 2004), LSDM (em Inglês: Land Surface Discharge Model) (DILL, 2008) e, GPS-ECMWF-OMCT (em Inglês: GPS reduced by ECMWF+OMCT model) (DILL; DOBSLAW, 2013).

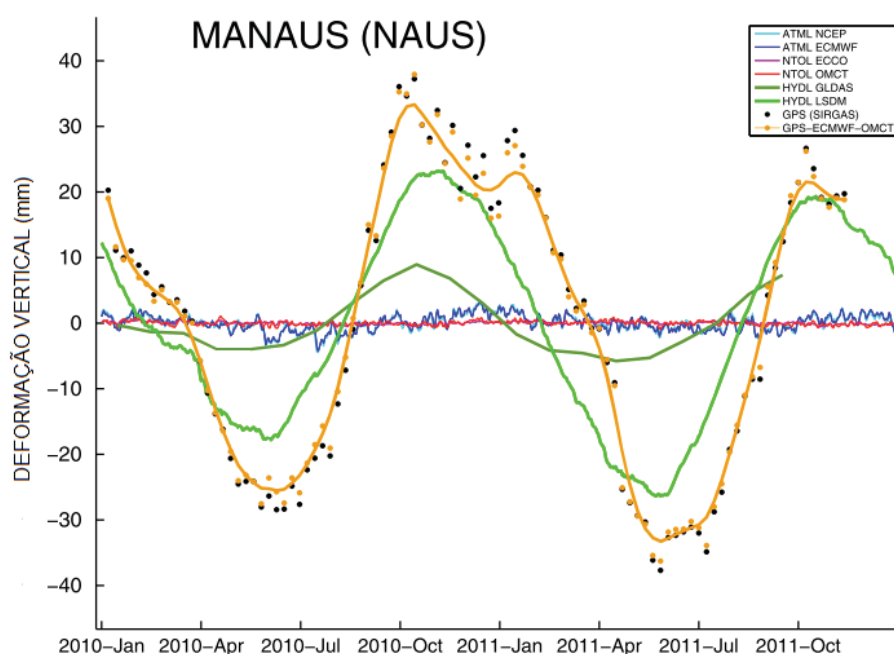


FIGURA 21 – DEFORMAÇÃO VERTICAL DA ESTAÇÃO GNSS MANAUS (NAUS)
FONTE: Dill e Dobsław (2013)

Os resultados da FIGURA 21, demonstram a incidência, principalmente, do efeito de carga hidrológica na componente vertical da estação NAUS, a qual oscila ao redor dos 60 milímetros por ano. Por conseguinte, é devido que na presente pesquisa não foi incluída a modelagem do efeito hidrológico, já que esta ainda não possui um modelo padrão para sua modelagem; assim é possível atribuir as altas repetibilidades das estações à falta da modelagem deste efeito.

No entanto, e a fim de estudar mais cuidadosamente a incidência do efeito de carga hidrológica nas soluções, na Seção 4.3.0.1 apresenta-se a título de exemplo, os resultados obtidos, após a filtragem do efeito para 2 das 15 estações GNSS (BOAV, NAUS) localizadas nas proximidades das diferentes afluentes do Rio Amazonas, incluindo a estação MANAUS (NAUS), analisada anteriormente.

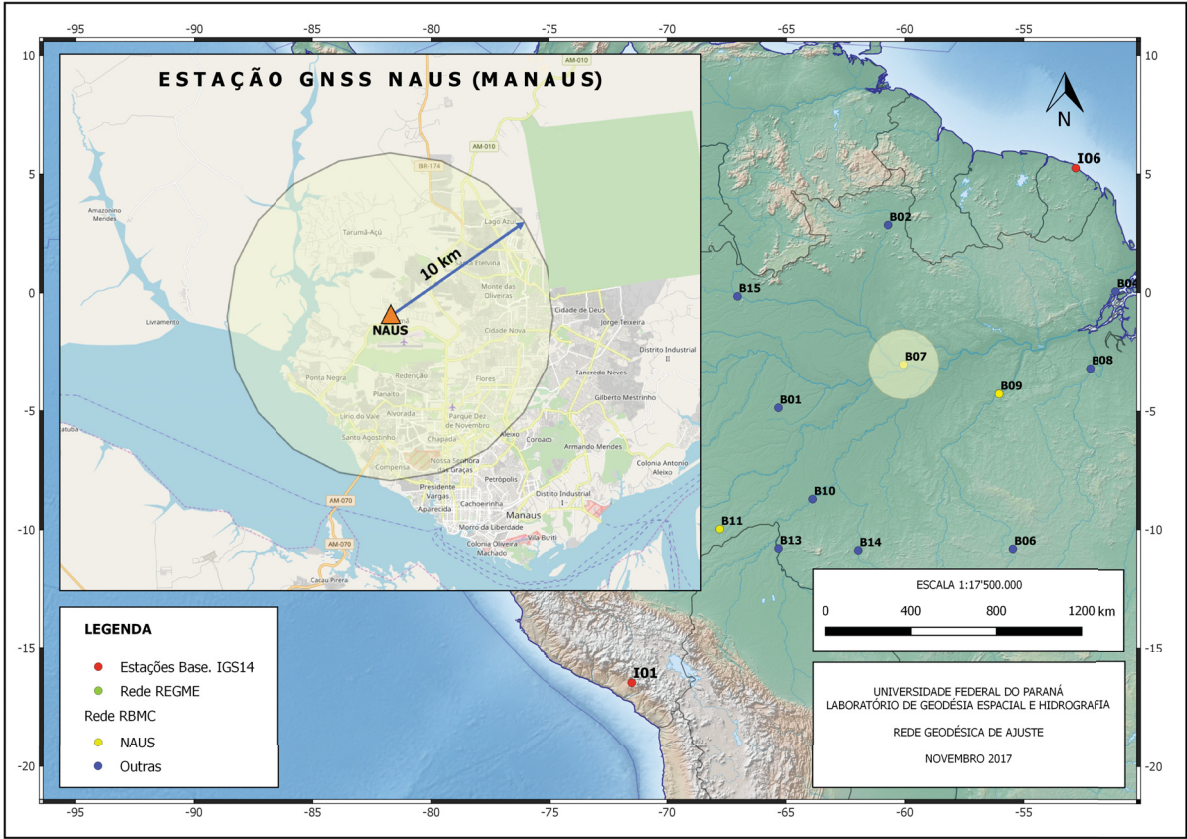


FIGURA 22 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO NAUS

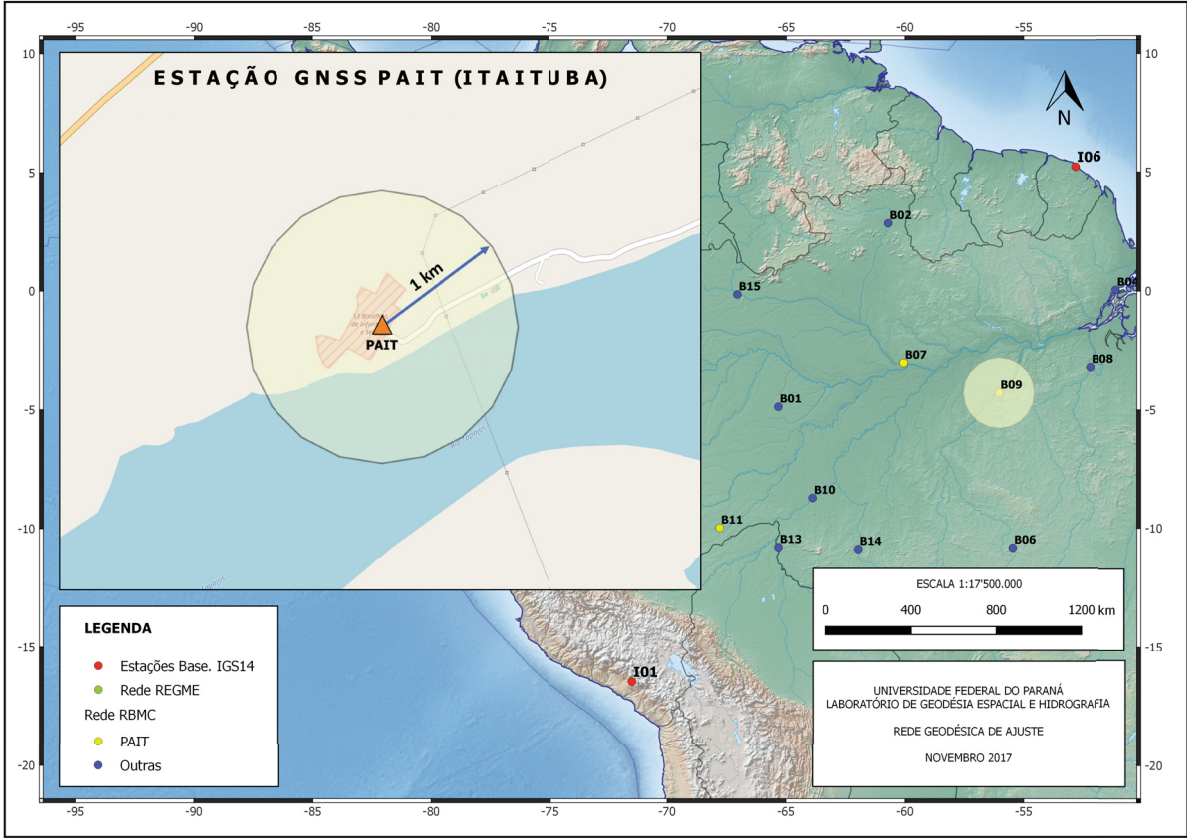


FIGURA 23 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO PAIT

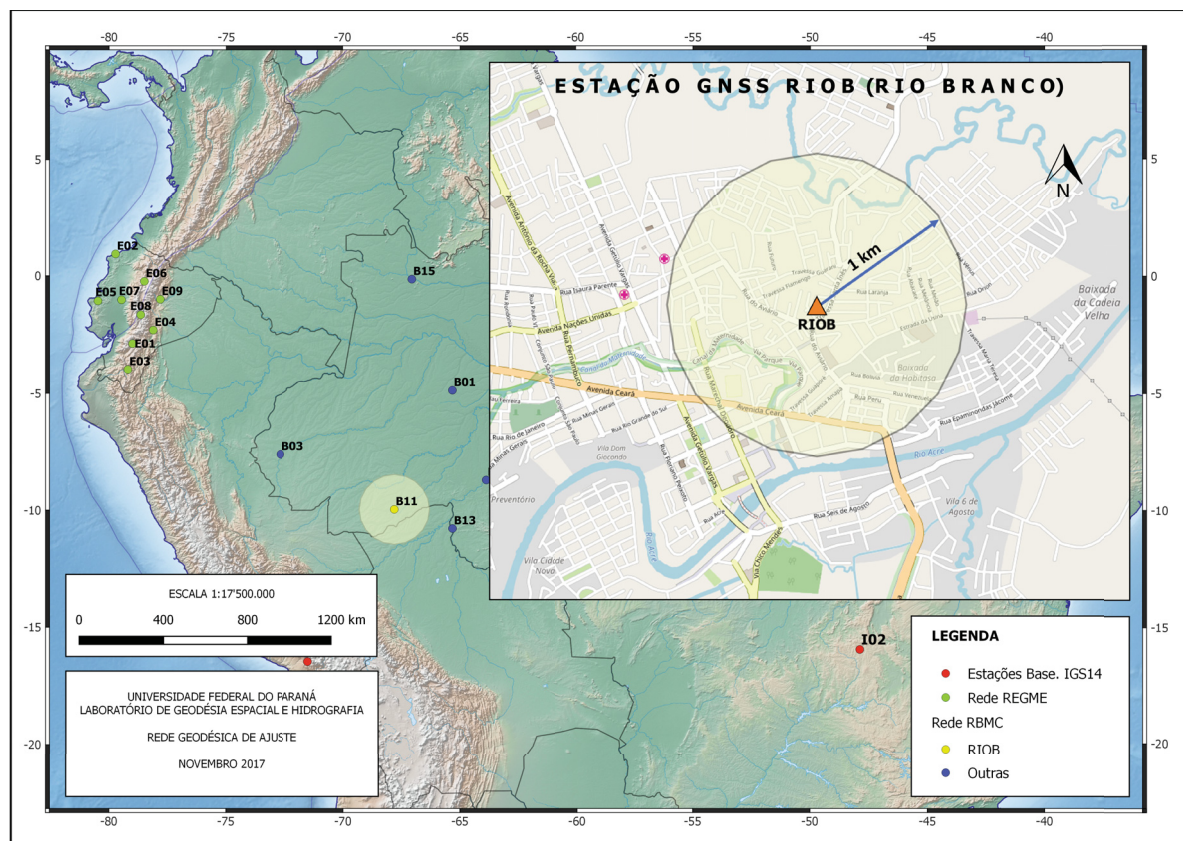


FIGURA 24 – MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA ESTAÇÃO RIOB

4.2 AVALIAÇÃO DA INCIDÊNCIA DO MODELO DE CARGA

4.2.1 Análise das soluções após a implementação do modelo de carga

4.2.1.1 Comparação direta das soluções

Após a análise da repetibilidade das soluções, o seguinte passo concentra-se na análise da incidência do modelo de carga por pressão atmosférica em cada uma das componentes das estações após sua implementação. Para isso, nas FIGURAS 25 e 26, bem como na TABELA 20, apresenta-se as médias das diferenças absolutas e os desvios padrão obtidos entre as soluções ECU2 (solução com modelo) e ECU1 (solução sem modelo) para o centro de massas no CE, e entre as soluções ECU4 (solução com modelo) e ECU3 (solução sem modelo) para o centro de massas no CM (caso do ITRF2008). É importante salientar que as diferenças apresentadas na sequência (diferenças absolutas), só representam a variação das coordenadas após a implementação do modelo de carga. No entanto, elas não permitem definir se a inclusão do modelo no processamento, melhorou ou piorou as soluções, ou se a dita variação é representativa. Para isso, e de acordo com o estabelecido na Seção 3.2.2.2, a melhora na repetibilidade das soluções, após a modelagem do efeito de carga, poderá ser analisada através do cálculo do fator de redução da variância (Equação 3.1) e através das diferenças das variâncias entre soluções, resultados apresentados na Seção 4.2.1.2.

TABELA 20 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE SOLUÇÕES PARA CADA CENTRO DE MASSA

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	CE			CM		
			\bar{dN} (mm)	\bar{dE} (mm)	\bar{dU} (mm)	\bar{dN} (mm)	\bar{dE} (mm)	\bar{dU} (mm)
1	B01	AMCO	0,0048	0,0036	0,0424	0,0037	0,0053	0,0479
2	B02	BOAV	0,0155	0,0042	0,0052	0,0162	0,0056	0,0015
3	B03	CRUZ	0,0019	0,0160	0,0159	0,0019	0,0186	0,0063
4	B04	MAPA	0,0148	0,0250	0,0245	0,0147	0,0293	0,0212
5	B05	MTCN	0,0007	0,0211	0,0886	0,0001	0,0229	0,1006
6	B06	MTCO	0,0022	0,0146	0,0615	0,0031	0,0181	0,0670
7	B07	NAUS	0,0036	0,0031	0,0121	0,0050	0,0031	0,0217
8	B08	PAAT	0,0076	0,0209	0,0000	0,0082	0,0232	0,0086
9	B09	PAIT	0,0005	0,0045	0,0023	0,0007	0,0045	0,0145
10	B10	POVE	0,0006	0,0032	0,0050	0,0020	0,0032	0,0004
11	B11	RIOB	0,0004	0,0081	0,0010	0,0002	0,0079	0,0018
12	B12	ROCD	0,0044	0,0057	0,0377	0,0061	0,0071	0,0375
13	B13	ROGM	0,0042	0,0033	0,0398	0,0061	0,0048	0,0381
14	B14	ROJI	0,0026	0,0004	0,0176	0,0039	0,0005	0,0152
15	B15	SAGA	0,0091	0,0084	0,0009	0,0101	0,0106	0,0011
16	E01	CUEC	0,0028	0,0117	0,0100	0,0029	0,0177	0,0080
17	E02	ESMR	0,0146	0,0415	0,0354	0,0152	0,0524	0,0452
18	E03	LJEC	0,0041	0,0469	0,0145	0,0043	0,0565	0,0101
19	E04	MAEC	0,0021	0,0028	0,0113	0,0018	0,0019	0,0142
20	E05	PTEC	0,0067	0,0226	0,0245	0,0095	0,0466	0,0406
21	E06	QUEM	0,0116	0,0344	0,0296	0,0120	0,0401	0,0354
22	E07	QVEC	0,0057	0,0236	0,0182	0,0078	0,0360	0,0215
23	E08	RIOP	0,0073	0,0254	0,0359	0,0082	0,0331	0,0405
24	E09	TNEC	0,0069	0,0226	0,0007	0,0069	0,0336	0,0003
25	I01	AREQ	0,0129	0,0131	0,0127	0,0160	0,0184	0,0203
26	I02	BRAZ	0,0106	0,0257	0,1296	0,0133	0,0317	0,1453
27	I03	BRFT	0,0007	0,0470	0,0253	0,0007	0,0527	0,0327
28	I04	CRO1	0,0295	0,0086	0,0217	0,0305	0,0101	0,0051
29	I05	GLPS	0,0298	0,1253	0,0678	0,0332	0,1415	0,0754
30	I06	KOUR	0,0271	0,0217	0,0529	0,0306	0,0327	0,0533
31	I07	UNSA	0,0285	0,0246	0,0441	0,0397	0,0258	0,0342
MÉDIA			0,0088	0,0206	0,0287	0,0101	0,0257	0,0311
MÍNIMO			0,0004	0,0004	0,0000	0,0001	0,0005	0,0003
MÁXIMO			0,0298	0,1253	0,1296	0,0397	0,1415	0,1453

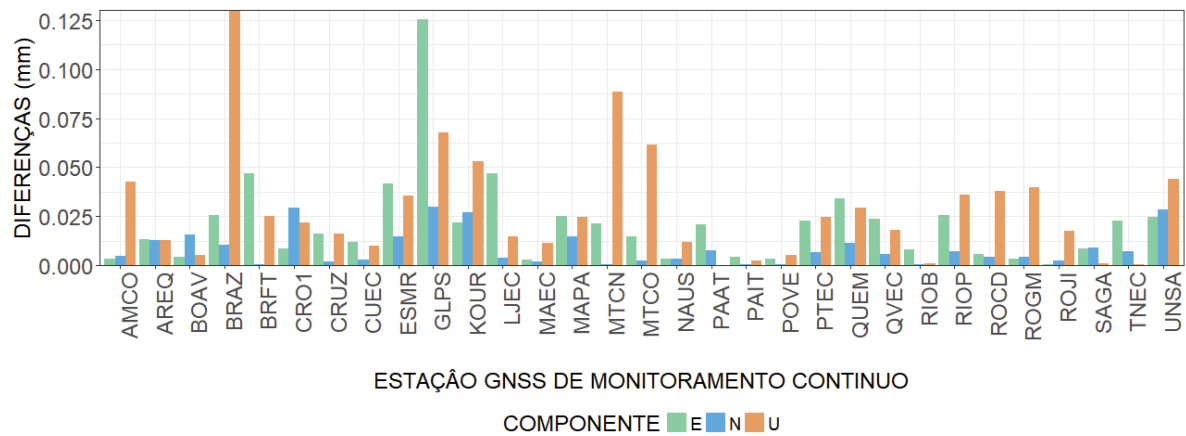


FIGURA 25 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE AS SOLUÇÕES ECU1 E ECU2

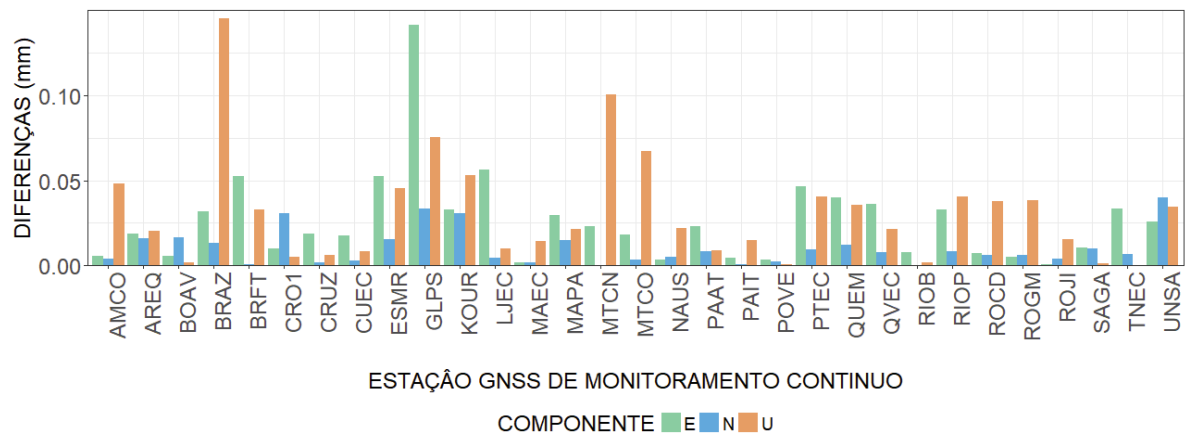


FIGURA 26 – DIFERENÇAS MÉDIAS ENTRE AS SOLUÇÕES ECU3 E ECU4

Baseados nos resultados apresentados, é possível concluir que a implementação do modelo de carga nos dois sistemas avaliados (CE e CM), teve uma incidência mínima nas soluções, obtendo uma diferença média de aproximadamente 0,01 mm para a componente norte, 0,02 mm para a componente leste e 0,03 mm para a componente vertical, valores insignificantes se for levado em consideração os recursos (4368 arquivos) e o tempo (12 horas de processamento por cada semana) utilizado para sua implementação. No entanto, e com a finalidade de conhecer de forma mais rigorosa se as ditas diferenças são significativas, na TABELA 21, apresenta-se os valores Z para cada um dos centros de massa, partindo das hipóteses:

$$H_0 : \mu_{sm} = \mu_{cm}$$

$$H_1 : \mu_{sm} \neq \mu_{cm}$$

Onde:

μ_{cm} e μ_{sm} média de residuais com e sem a inclusão do efeito de carga.

TABELA 21 – VALORES Z DAS DIFERENÇAS ENTRE SOLUÇÕES POR CENTRO DE MASSA

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	CE			CM		
			Z_N	Z_E	Z_U	Z_N	Z_E	Z_U
1	B01	AMCO	0,03	-0,02	-0,09	0,03	-0,03	-0,10
2	B02	BOAV	0,13	0,05	-0,02	-0,18	-0,21	-0,14
3	B03	CRUZ	0,03	-0,10	-0,05	0,10	0,05	0,00
4	B04	MAPA	0,13	0,17	-0,07	-0,13	0,17	0,44
5	B05	MTCN	0,01	0,16	0,28	0,01	0,20	0,08
6	B06	MTCO	-0,03	0,14	0,19	0,17	0,06	0,01
7	B07	NAUS	0,01	0,03	0,02	0,04	-0,17	-0,03
8	B08	PAAT	0,05	0,15	0,00	0,05	-0,13	-0,03
9	B09	PAIT	0,00	0,03	0,00	0,17	-0,40	-0,19
10	B10	POVE	-0,01	-0,04	0,01	0,45	-0,91	-0,22
11	B11	RIOB	0,00	-0,02	0,00	0,20	0,22	-0,16
12	B12	ROCD	-0,04	0,05	0,13	0,06	-0,26	-0,03
13	B13	ROGM	-0,05	-0,04	0,11	0,03	0,01	0,06
14	B14	ROJI	-0,03	0,00	0,07	0,14	0,21	-0,06
15	B15	SAGA	0,07	-0,09	0,00	0,00	0,19	0,37
16	E01	CUEC	0,05	-0,07	-0,04	-0,03	0,16	0,19
17	E02	ESMR	0,17	-0,33	-0,15	0,01	0,03	0,03
18	E03	LJEC	0,06	-0,21	-0,04	0,06	0,16	0,02
19	E04	MAEC	0,03	0,02	0,04	0,01	0,03	0,01
20	E05	PTEC	0,04	-0,08	-0,07	-0,01	-0,03	0,00
21	E06	QUEM	0,07	-0,16	-0,10	0,07	-0,19	-0,13
22	E07	QVEC	0,05	-0,10	-0,04	0,07	-0,20	-0,12
23	E08	RIOP	0,12	-0,19	-0,17	0,09	-0,19	-0,06
24	E09	TNEC	0,03	-0,15	0,00	0,00	-0,02	0,00
25	I01	AREQ	-0,14	-0,15	-0,06	0,14	-0,25	-0,19
26	I02	BRAZ	-0,11	0,14	0,40	-0,05	0,06	0,12
27	I03	BRFT	0,01	0,19	0,07	-0,07	-0,06	0,10
28	I04	CRO1	0,17	0,06	-0,04	-0,05	0,01	0,06
29	I05	GLPS	0,27	-0,53	-0,13	0,05	-0,07	0,00
30	I06	KOUR	0,15	0,09	-0,14	0,03	-0,24	0,00
31	I07	UNSA	-0,18	-0,27	0,14	-0,26	-0,29	0,11

Neste caso, a hipótese nula é aceita para um nível de significância de 0,05 ($-1,96 < Z < 1,96$) e por conseguinte, todos os residuais obtidos após a modelagem do efeito de carga podem ser considerados estatisticamente equivalentes com aqueles obtidos sem sua inclusão, o que significa que suas diferenças são insignificantes.

4.2.1.2 Cálculo e análise do fator de redução da variância

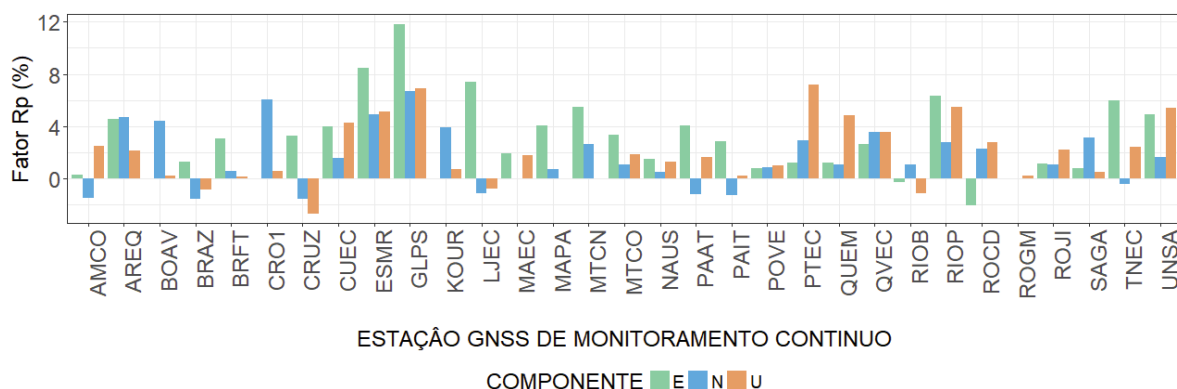


FIGURA 27 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. SOLUÇÕES ECU1 E ECU2

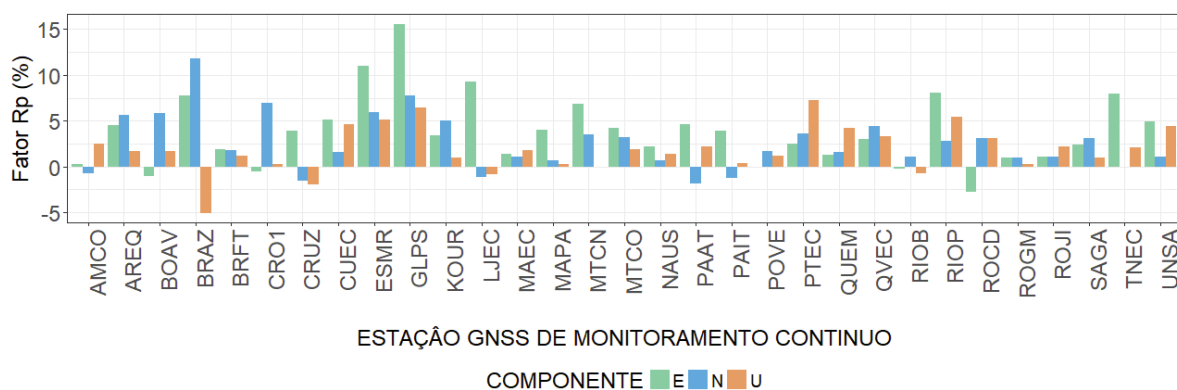


FIGURA 28 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA. SOLUÇÕES ECU3 E ECU4

Nas FIGURAS 27 e 28, bem como na TABELA 22, apresenta-se o fator de redução da variância obtido para cada uma das 31 estações utilizadas na presente pesquisa. Baseados nelas, é possível evidenciar uma melhoria geral das soluções obtidas após a implementação do modelo de carga (campanhas ECU2 e ECU4), sendo a componente leste aquela com maior redução. Assim, só 9 das 31 estações avaliadas, vieram deterioradas seus valores, sendo que dita piora não chega a constituir um por cento de seu valor inicial.

Um aspecto importante destas 9 estações é que 7 delas (AMCO, BRAZ, CRUZ, PAAT, PAIT, RIOB e TNEC), encontram-se em zonas muito próximas a afluentes de rio, o qual faz que estas sejam afetadas de forma direta pela resposta gerada pela superfície do rio à variação de pressão, e por processos derivados desta (efeito de carga hidrológica) (MOREIRA et al., 2016). Isto é, de forma semelhante ao que acontece no caso das estações próximas as linhas de costa, as quais são afetadas pela resposta gerada pela superfície dos oceanos frente à variação de pressão atmosférica (Hipótese do Barômetro Invertido - Seção 2.3.3.1). As magnitudes das diferenças entre as variâncias para cada centro de massa apresenta-se na sequência (FIGURAS 29 e 30 e TABELA 23).

TABELA 22 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA PARA CADA CENTRO DE MASSA

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	CE (%)			CM (%)		
			R_{PN}	R_{PE}	R_{PU}	R_{PN}	R_{PE}	R_{PU}
1	B01	AMCO	-1,53	0,26	2,50	-0,76	0,26	2,50
2	B02	BOAV	4,38	0,00	0,24	5,80	-1,01	1,65
3	B03	CRUZ	-1,53	3,29	-2,69	-1,53	3,95	-1,92
4	B04	MAPA	0,68	4,04	0,00	0,68	4,05	0,31
5	B05	MTCN	2,60	5,52	0,00	3,46	6,87	0,00
6	B06	MTCO	1,07	3,36	1,87	3,20	4,17	1,87
7	B07	NAUS	0,47	1,47	1,31	0,70	2,20	1,42
8	B08	PAAT	-1,24	4,09	1,65	-1,86	4,66	2,20
9	B09	PAIT	-1,29	2,84	0,25	-1,29	3,95	0,33
10	B10	POVE	0,83	0,82	0,98	1,66	0,00	1,23
11	B11	RIOB	1,04	-0,27	-1,13	1,04	-0,27	-0,75
12	B12	ROCD	2,30	-2,09	2,79	3,06	-2,78	3,07
13	B13	ROGM	0,00	0,00	0,24	0,95	1,01	0,24
14	B14	ROJI	1,04	1,11	2,21	1,04	1,11	2,21
15	B15	SAGA	3,12	0,79	0,50	3,12	2,35	0,99
16	E01	CUEC	1,56	3,97	4,25	1,56	5,09	4,60
17	E02	ESMR	4,94	8,48	5,13	5,91	10,98	5,13
18	E03	LJEC	-1,16	7,39	-0,80	-1,16	9,25	-0,80
19	E04	MAEC	0,00	1,93	1,79	1,03	1,38	1,79
20	E05	PTEC	2,89	1,23	7,21	3,60	2,45	7,22
21	E06	QUEM	1,06	1,24	4,84	1,58	1,24	4,21
22	E07	QVEC	3,56	2,61	3,53	4,41	3,05	3,30
23	E08	RIOP	2,76	6,37	5,47	2,76	8,07	5,47
24	E09	TNEC	-0,41	6,01	2,40	0,00	7,94	2,10
25	I01	AREQ	4,71	4,56	2,14	5,63	4,56	1,72
26	I02	BRAZ	-1,58	1,27	-0,84	11,77	7,71	-5,09
27	I03	BRFT	0,60	3,06	0,15	1,78	1,88	1,16
28	I04	CRO1	6,07	0,00	0,56	6,97	-0,52	0,28
29	I05	GLPS	6,66	11,84	6,89	7,75	15,58	6,41
30	I06	KOUR	3,89	0,00	0,73	4,98	3,36	0,97
31	I07	UNSA	1,65	4,94	5,38	1,10	4,94	4,37
MÉDIA			1,58	2,91	1,92	2,55	3,79	1,88
MÍNIMO			-1,58	-2,09	-2,69	-1,86	-2,78	-5,09
MÁXIMO			6,66	11,84	7,21	11,77	15,58	7,22

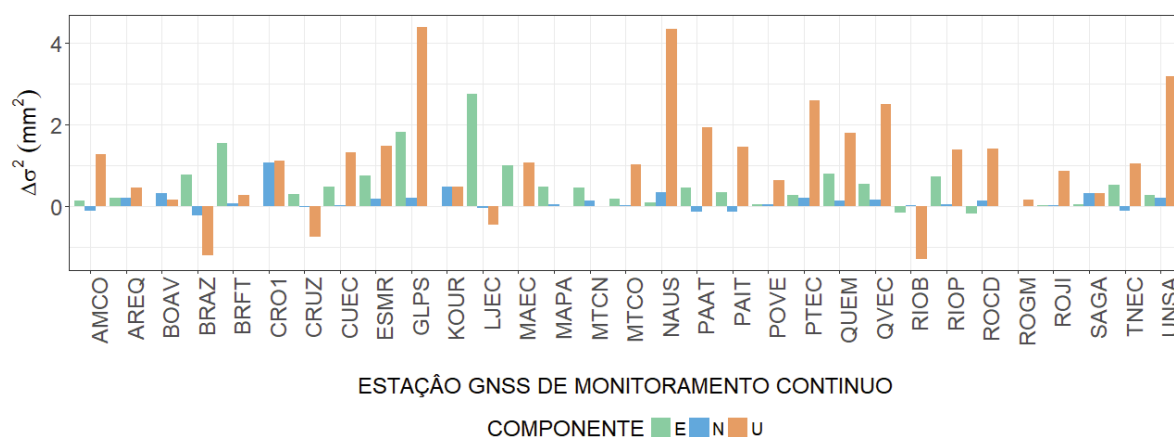


FIGURA 29 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS DAS SOLUÇÕES ECU1 E ECU2

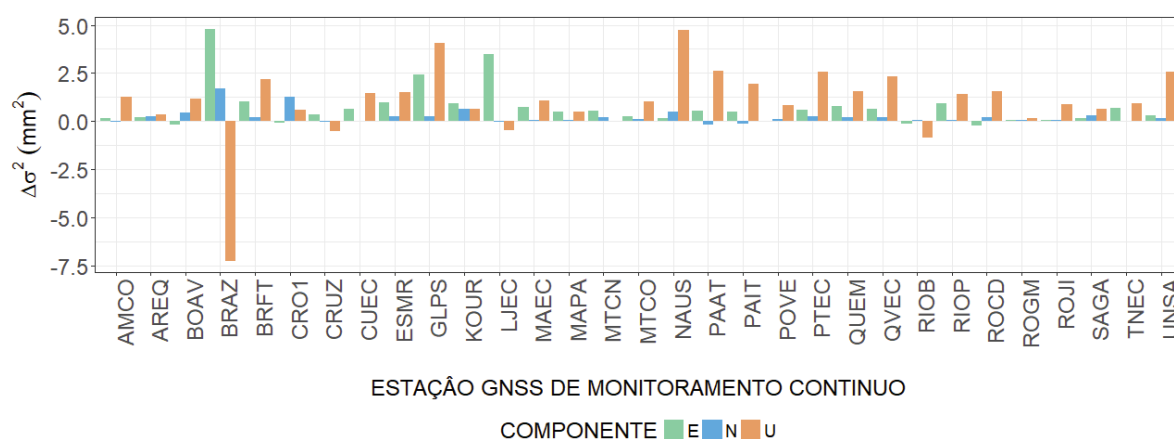


FIGURA 30 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS DAS SOLUÇÕES ECU3 E ECU4

Com respeito às diferenças obtidas entre as variâncias das soluções para cada um dos centros de massa avaliados, é possível ver que apesar de ser a componente leste aquela que obteve a maior redução de suas variâncias após a implementação do modelo de carga (FIGURAS 29 e 30), as variâncias da componente vertical foram aquelas com a maior variação em magnitude. Assim por exemplo, para o caso das estações GLPS e NAUS, observa-se uma melhoria na sua componente vertical de aproximadamente 4 mm^2 para os dois centros de massa, e para a estação BRAZ, uma piora de aproximadamente 1 mm^2 para o centro de massa CE e 7 mm^2 para o CM.

Finalmente, é importante salientar que os resultados apresentados na presente seção, encontram-se dentro do intervalo obtido por Wijaya et al. (2013), para um conjunto de 31 estações VLBI analisadas no período de janeiro de 1990 até dezembro de 2009 (Figura 10 em Wijaya et al. (2013) - ANEXO A), o qual demonstra a coerência dos resultados obtidos com outros estudos realizados referentes à análise do efeito de carga atmosférica.

TABELA 23 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS PARA CADA CENTRO DE MASSA

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	CE			CM		
			$\Delta\sigma_N^2$ (mm ²)	$\Delta\sigma_E^2$ (mm ²)	$\Delta\sigma_U^2$ (mm ²)	$\Delta\sigma_N^2$ (mm ²)	$\Delta\sigma_E^2$ (mm ²)	$\Delta\sigma_U^2$ (mm ²)
1	B01	AMCO	-0,11	0,15	1,28	-0,05	0,15	1,28
2	B02	BOAV	0,32	0,00	0,17	0,43	-0,16	1,18
3	B03	CRUZ	-0,03	0,30	-0,74	-0,03	0,36	-0,53
4	B04	MAPA	0,06	0,48	0,00	0,06	0,47	0,51
5	B05	MTCN	0,14	0,45	0,00	0,18	0,56	0,00
6	B06	MTCO	0,04	0,19	1,04	0,11	0,23	1,04
7	B07	NAUS	0,34	0,11	4,35	0,51	0,16	4,72
8	B08	PAAT	-0,13	0,47	1,95	-0,20	0,54	2,59
9	B09	PAIT	-0,12	0,35	1,45	-0,12	0,49	1,94
10	B10	POVE	0,05	0,05	0,65	0,10	0,00	0,81
11	B11	RIOB	0,04	-0,15	-1,28	0,04	-0,15	-0,85
12	B12	ROCD	0,15	-0,17	1,41	0,21	-0,23	1,55
13	B13	ROGM	0,00	0,00	0,17	0,04	0,04	0,17
14	B14	ROJI	0,04	0,04	0,88	0,04	0,04	0,88
15	B15	SAGA	0,32	0,05	0,32	0,32	0,15	0,64
16	E01	CUEC	0,03	0,48	1,33	0,03	0,62	1,44
17	E02	ESMR	0,20	0,76	1,49	0,24	0,99	1,49
18	E03	LJEC	-0,03	2,76	-0,45	-0,03	3,47	-0,45
19	E04	MAEC	0,00	1,01	1,08	0,04	0,72	1,08
20	E05	PTEC	0,22	0,29	2,59	0,27	0,58	2,58
21	E06	QUEM	0,15	0,80	1,81	0,23	0,80	1,57
22	E07	QVEC	0,18	0,54	2,50	0,22	0,63	2,34
23	E08	RIOP	0,06	0,74	1,39	0,06	0,93	1,39
24	E09	TNEC	-0,10	0,52	1,05	0,00	0,70	0,92
25	I01	AREQ	0,21	0,21	0,46	0,25	0,21	0,37
26	I02	BRAZ	-0,23	0,78	-1,20	1,69	4,79	-7,25
27	I03	BRFT	0,07	1,56	0,28	0,20	1,03	2,20
28	I04	CRO1	1,08	0,00	1,13	1,25	-0,08	0,57
29	I05	GLPS	0,21	1,83	4,40	0,24	2,42	4,08
30	I06	KOUR	0,49	0,00	0,49	0,63	0,95	0,66
31	I07	UNSA	0,22	0,28	3,19	0,14	0,28	2,59
MÉDIA			0,12	0,48	1,07	0,23	0,70	1,02
MÍNIMO			-0,23	-0,17	-1,28	-0,20	-0,23	-7,25
MÁXIMO			1,08	2,76	4,40	1,69	4,79	4,72

4.2.2 Análise dos atrasos troposféricos após a implementação do modelo de carga

4.2.2.1 Comparação direta dos atrasos

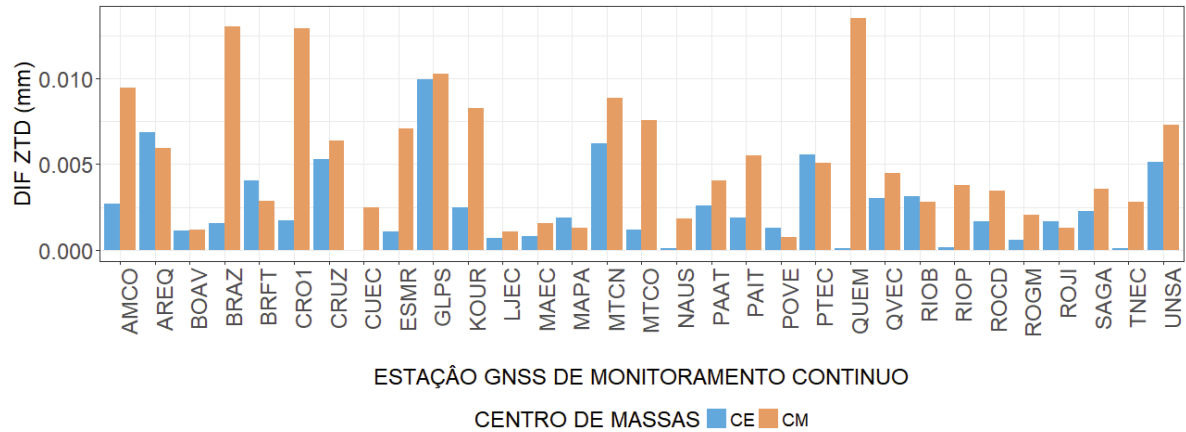


FIGURA 31 – DIFERENÇAS MÉDIAS DOS ATRASOS TROPOSFÉRICOS PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM

Uma vez realizada a análise das soluções, a próxima fase é o estudo dos parâmetros contidos no ajustamento dos dados, os quais, por sua vez, possuem uma correlação direta com o efeito de carga atmosférica. Desta maneira, na FIGURA 31 e na TABELA 24 apresenta-se as médias das diferenças, bem como os desvios padrão dos atrasos troposféricos calculados entre as soluções ECU2 (solução com modelo) e ECU1 (solução sem modelo) para o centro de massas no CE, e entre as soluções ECU4 (solução com modelo) e ECU3 (solução sem modelo) para o centro de massas no CM (caso do ITRF2008). Os resultados demonstram, tal como para o caso das soluções, conforme a Seção 4.2.1.1, uma incidência mínima do modelo de carga atmosférica no cálculo dos atrasos troposféricos, sendo que a média das diferenças máximas entre os atrasos é de apenas 0,00994 mm para o centro de massas no CE e 0,01354 para o centro de massas no CM, os quais são insignificantes.

No entanto, e com a finalidade de realizar novamente uma análise mais rigorosa das diferenças obtidas para os atrasos troposféricos, na TABELA 25 apresenta-se o valor Z obtido para cada um dos centros de massa, partindo das hipóteses:

$$H_0 : \mu_{ZTD_sm} = \mu_{ZTD_cm}$$

$$H_1 : \mu_{ZTD_sm} \neq \mu_{ZTD_cm}$$

Onde:

μ_{ZTD_sm} média dos ZTD sem a inclusão do efeito de carga.

μ_{ZTD_cm} média dos ZTD com a inclusão do efeito de carga.

TABELA 24 – DIFERENÇAS MÉDIAS DOS VALORES ZTD PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	CE		CM	
			ΔZTD (mm)	$\sigma_{\Delta ZTD}$ (mm)	ΔZTD (mm)	$\sigma_{\Delta ZTD}$ (mm)
1	B01	AMCO	0,00266	0,00001	0,00949	0,00010
2	B02	BOAV	0,00114	0,00001	0,00118	0,00015
3	B03	CRUZ	0,00528	0,00001	0,00638	0,00015
4	B04	MAPA	0,00185	0,00012	0,00129	0,00005
5	B05	MTCN	0,00619	0,00004	0,00886	0,00006
6	B06	MTCO	0,00115	0,00006	0,00756	0,00008
7	B07	NAUS	0,00008	0,00006	0,00183	0,00002
8	B08	PAAT	0,00257	0,00021	0,00402	0,00002
9	B09	PAIT	0,00186	0,00015	0,00550	0,00096
10	B10	POVE	0,00126	0,00002	0,00076	0,00002
11	B11	RIOB	0,00312	0,00007	0,00277	0,00002
12	B12	ROCD	0,00164	0,00015	0,00348	0,00005
13	B13	ROGM	0,00059	0,00006	0,00202	0,00000
14	B14	ROJI	0,00164	0,00012	0,00127	0,00022
15	B15	SAGA	0,00225	0,00006	0,00356	0,00016
16	E01	CUEC	0,00000	0,00005	0,00247	0,00002
17	E02	ESMR	0,00105	0,00016	0,00710	0,00016
18	E03	LJEC	0,00071	0,00012	0,00105	0,00008
19	E04	MAEC	0,00079	0,00013	0,00156	0,00007
20	E05	PTEC	0,00558	0,00001	0,00509	0,00024
21	E06	QUEM	0,00008	0,00007	0,01354	0,00017
22	E07	QVEC	0,00302	0,00009	0,00445	0,00009
23	E08	RIOP	0,00014	0,00008	0,00379	0,00013
24	E09	TNEC	0,00007	0,00006	0,00282	0,00008
25	I01	AREQ	0,00686	0,00015	0,00594	0,00012
26	I02	BRAZ	0,00154	0,00030	0,01305	0,00031
27	I03	BRFT	0,00403	0,00081	0,00286	0,00095
28	I04	CRO1	0,00172	0,00016	0,01292	0,00035
29	I05	GLPS	0,00994	0,00002	0,01026	0,00008
30	I06	KOUR	0,00247	0,00005	0,00828	0,00012
31	I07	UNSA	0,00511	0,00006	0,00732	0,00003
MÉDIA			0,00246	0,00011	0,00524	0,00016
MÍNIMO			0,00000	0,00001	0,00076	0,00000
MÁXIMO			0,00994	0,00081	0,01354	0,00096

TABELA 25 – VALORES Z DOS ZTD CALCULADOS PARA OS CENTROS DE MASSA

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	NÚMERO ZTD	Z_{ZTD_CE}	Z_{ZTD_CM}
1	B01	AMCO	11392	-0,0059	-0,0208
2	B02	BOAV	26324	0,0032	0,0033
3	B03	CRUZ	13516	0,0097	0,0118
4	B04	MAPA	25548	0,0046	0,0032
5	B05	MTCN	20300	-0,0093	-0,0133
6	B06	MTCO	25999	-0,0020	-0,0131
7	B07	NAUS	25152	-0,0002	0,0051
8	B08	PAAT	25341	0,0044	0,0068
9	B09	PAIT	23155	0,0045	0,0133
10	B10	POVE	26930	0,0028	-0,0017
11	B11	RIOB	24126	0,0067	0,0059
12	B12	ROCD	27234	-0,0032	-0,0067
13	B13	ROGM	27047	0,0012	0,0043
14	B14	ROJI	26971	0,0032	-0,0025
15	B15	SAGA	26635	0,0078	0,0124
16	E01	CUEC	20262	0,0000	-0,0082
17	E02	ESMR	26134	-0,0031	-0,0207
18	E03	LJEC	26143	0,0028	-0,0042
19	E04	MAEC	21319	-0,0034	0,0068
20	E05	PTEC	14038	0,0121	-0,0110
21	E06	QUEM	18499	-0,0003	-0,0520
22	E07	QVEC	19162	0,0082	-0,0120
23	E08	RIOP	26544	0,0008	-0,0221
24	E09	TNEC	16569	0,0003	-0,0099
25	I01	AREQ	27042	-0,0184	-0,0160
26	I02	BRAZ	26332	0,0027	-0,0228
27	I03	BRFT	25331	-0,0057	-0,0041
28	I04	CRO1	27180	-0,0031	0,0233
29	I05	GLPS	12025	-0,0191	-0,0198
30	I06	KOUR	19428	0,0056	0,0187
31	I07	UNSA	27009	-0,0086	-0,0123

Novamente, a hipótese nula é aceita para um nível de significância de 0,05 ($-1,96 < Z < 1,96$) e por conseguinte, todos os valores de ZTD obtidos após a modelagem do efeito de carga podem ser considerados estatisticamente equivalentes com aqueles obtidos sem sua inclusão, o que significa que a implementação do modelo de carga não gerou diferenças significativas nos valores.

4.2.2.2 Cálculo e análise das diferenças das variâncias dos atrasos

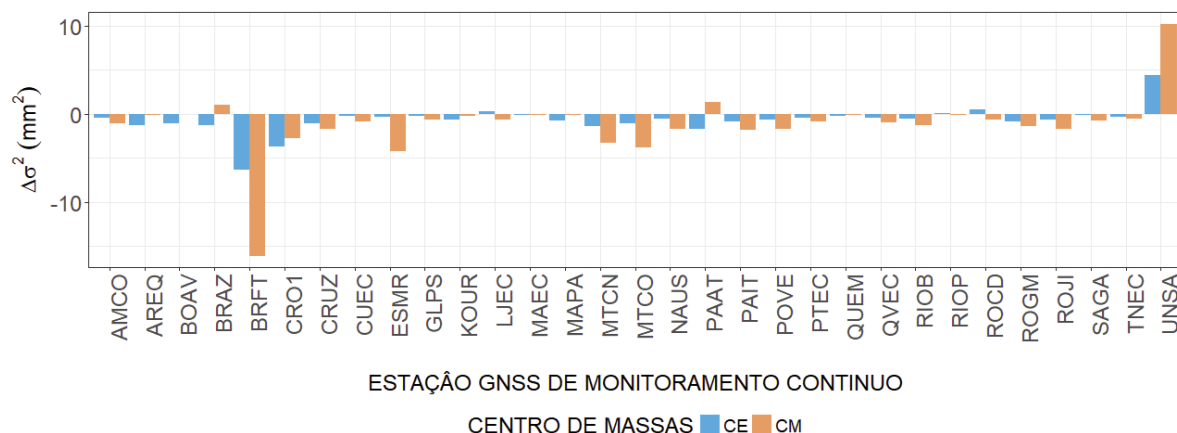


FIGURA 32 – DIFERENÇAS ENTRE VARIÂNCIAS DOS ATRASOS TROPOSFÉRICOS PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM

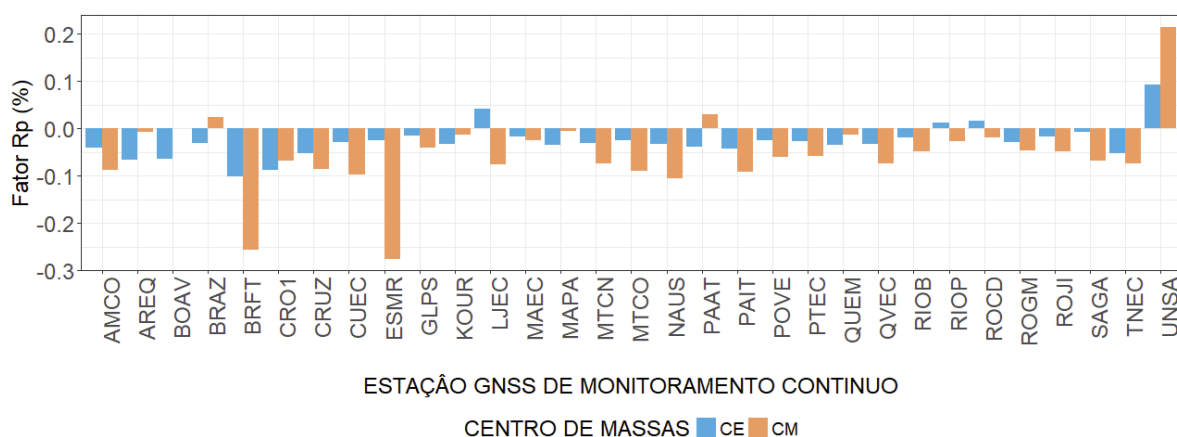


FIGURA 33 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA PARA OS CENTROS DE MASSA CE E CM

Finalmente, e com respeito à análise das diferenças obtidas entre as variâncias dos atrasos troposféricos para cada um dos centros de massa avaliados, nas FIGURAS 32 e 33, bem como na TABELA 26, apresenta-se as magnitudes destas diferenças em conjunto com seu fator de redução da variância. Através destas, é possível ver que, ao contrário do que acontece para as variâncias das soluções (FIGURAS 29 e 30), no caso dos atrasos, a inclusão do modelo de carga prejudicou as variâncias dos atrasos em quase 100 por cento das estações (só a estação UNSA teve uma melhora em seus valores), sendo maior a piora para aquelas soluções com o centro de massas no CM. No entanto, levando-se em consideração que os atrasos troposféricos possuem valores em torno de 2 metros (TABELAS 27 e 28), dita piora não pode ser considerada significativa, o que pode ser demonstrado analisando o fator de redução das variâncias, mesmo que nem sequer chega a um por cento de redução.

TABELA 26 – DIFERENÇAS E FATOR DE REDUÇÃO DAS VARIÂNCIAS DOS ZTD

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	CE		CM	
			$\Delta\sigma_{ZTD}^2$ (mm ²)	R_{PZTD}	$\Delta\sigma_{ZTD}^2$ (mm ²)	R_{PZTD}
1	B01	AMCO	-0,49	-0,04	-1,04	-0,09
2	B02	BOAV	-1,05	-0,06	-0,01	0,00
3	B03	CRUZ	-1,05	-0,05	-1,70	-0,09
4	B04	MAPA	-0,71	-0,03	-0,11	-0,01
5	B05	MTCN	-1,42	-0,03	-3,32	-0,07
6	B06	MTCO	-1,12	-0,03	-3,85	-0,09
7	B07	NAUS	-0,54	-0,03	-1,70	-0,11
8	B08	PAAT	-1,67	-0,04	1,33	0,03
9	B09	PAIT	-0,85	-0,04	-1,84	-0,09
10	B10	POVE	-0,67	-0,02	-1,66	-0,06
11	B11	RIOB	-0,52	-0,02	-1,30	-0,05
12	B12	RIOP	0,05	0,01	-0,11	-0,03
13	B13	ROCD	0,54	0,01	-0,68	-0,02
14	B14	ROGM	-0,87	-0,03	-1,42	-0,05
15	B15	ROJI	-0,64	-0,02	-1,75	-0,05
16	E01	SAGA	-0,08	-0,01	-0,76	-0,07
17	E02	CUEC	-0,26	-0,03	-0,90	-0,10
18	E03	ESMR	-0,38	-0,03	-4,22	-0,28
19	E04	LJEC	0,33	0,04	-0,62	-0,08
20	E05	MAEC	-0,10	-0,02	-0,14	-0,02
21	E06	PTEC	-0,40	-0,03	-0,88	-0,06
22	E07	QUEM	-0,22	-0,03	-0,08	-0,01
23	E08	QVEC	-0,43	-0,03	-0,98	-0,07
24	E09	TNEC	-0,35	-0,05	-0,50	-0,07
25	I01	AREQ	-1,25	-0,07	-0,13	-0,01
26	I02	BRAZ	-1,31	-0,03	1,02	0,02
27	I03	BRFT	-6,35	-0,10	-16,11	-0,26
28	I04	CRO1	-3,66	-0,09	-2,81	-0,07
29	I05	GLPS	-0,25	-0,02	-0,66	-0,04
30	I06	KOUR	-0,64	-0,03	-0,25	-0,01
31	I07	UNSA	4,42	0,09	10,22	0,21
MÉDIA			-0,71	-0,03	-1,19	-0,05
MÍNIMO			-6,35	-0,10	-16,11	-0,28
MÁXIMO			4,42	0,09	10,22	0,21

TABELA 27 – ATRASOS TROPOSFÉRICOS POR SOLUÇÃO. CENTRO DE MASSAS CE

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	ECU1		ECU2	
			$Z\bar{T}D$ (mm)	σ_{ZTD} (mm)	$Z\bar{T}D$ (mm)	σ_{ZTD} (mm)
1	B01	AMCO	2,62085	0,03435	2,62086	0,03436
2	B02	BOAV	2,59586	0,04052	2,59586	0,04054
3	B03	CRUZ	2,56036	0,04457	2,56036	0,04458
4	B04	MAPA	2,60881	0,04564	2,60881	0,04564
5	B05	MTCN	2,43586	0,06685	2,43587	0,06686
6	B06	MTCO	2,49194	0,06554	2,49194	0,06555
7	B07	NAUS	2,59042	0,04004	2,59042	0,04005
8	B08	PAAT	2,55499	0,06607	2,55499	0,06608
9	B09	PAIT	2,61665	0,04463	2,61665	0,04464
10	B10	POVE	2,58740	0,05221	2,58740	0,05222
11	B11	RIOB	2,57208	0,05121	2,57208	0,05122
12	B12	ROCD	2,45538	0,06008	2,45538	0,06008
13	B13	ROGM	2,57379	0,05508	2,57379	0,05509
14	B14	ROJI	2,55648	0,06011	2,55648	0,06012
15	B15	SAGA	2,61856	0,03319	2,61856	0,03320
16	E01	CUEC	1,83047	0,03044	1,83047	0,03045
17	E02	ESMR	2,55421	0,03919	2,55421	0,03920
18	E03	LJEC	1,95474	0,02851	1,95474	0,02851
19	E04	MAEC	2,28843	0,02377	2,28843	0,02377
20	E05	PTEC	2,60302	0,03869	2,60301	0,03870
21	E06	QUEM	1,72884	0,02505	1,72884	0,02505
22	E07	QVEC	2,59563	0,03625	2,59563	0,03625
23	E08	RIOP	1,78840	0,01975	1,78840	0,01974
24	E09	TNEC	2,46263	0,02581	2,46263	0,02582
25	I01	AREQ	1,81859	0,04322	1,81860	0,04323
26	I02	BRAZ	2,20395	0,06567	2,20395	0,06568
27	I03	BRFT	2,56160	0,07914	2,56160	0,07918
28	I04	CRO1	2,55990	0,06454	2,55990	0,06457
29	I05	GLPS	2,57227	0,04025	2,57228	0,04025
30	I06	KOUR	2,61221	0,04362	2,61221	0,04363
31	I07	UNSA	2,13697	0,06906	2,13698	0,06902
MÉDIA			2,41004	0,04623	2,41004	0,04623
MÍNIMO			1,72884	0,01975	1,72884	0,01974
MÁXIMO			2,62085	0,07914	2,62086	0,07918

TABELA 28 – ATRASOS TROPOSFÉRICOS POR SOLUÇÃO. CENTRO DE MASSAS CM

ORD	CÓDIGO	ESTAÇÃO	ECU3		ECU4	
			$Z\bar{T}D$ (mm)	σ_{ZTD} (mm)	$Z\bar{T}D$ (mm)	σ_{ZTD} (mm)
1	B01	AMCO	2,62085	0,03435	2,62086	0,03437
2	B02	BOAV	2,59586	0,04053	2,59586	0,04053
3	B03	CRUZ	2,56035	0,04457	2,56034	0,04459
4	B04	MAPA	2,60881	0,04564	2,60880	0,04564
5	B05	MTCN	2,43586	0,06685	2,43587	0,06687
6	B06	MTCO	2,49193	0,06553	2,49194	0,06556
7	B07	NAUS	2,59041	0,04004	2,59041	0,04006
8	B08	PAAT	2,55498	0,06607	2,55498	0,06606
9	B09	PAIT	2,61664	0,04463	2,61664	0,04465
10	B10	POVE	2,58740	0,05221	2,58740	0,05223
11	B11	RIOB	2,57208	0,05121	2,57207	0,05122
12	B12	ROCD	2,45537	0,06008	2,45537	0,06008
13	B13	ROGM	2,57378	0,05508	2,57378	0,05509
14	B14	ROJI	2,55648	0,06011	2,55648	0,06013
15	B15	SAGA	2,61856	0,03320	2,61855	0,03321
16	E01	CUEC	1,83046	0,03043	1,83047	0,03045
17	E02	ESMR	2,55421	0,03915	2,55421	0,03921
18	E03	LJEC	1,95473	0,02850	1,95473	0,02851
19	E04	MAEC	2,28842	0,02377	2,28842	0,02377
20	E05	PTEC	2,60301	0,03869	2,60301	0,03870
21	E06	QUEM	1,72883	0,02504	1,72885	0,02504
22	E07	QVEC	2,59562	0,03625	2,59563	0,03626
23	E08	RIOP	1,78840	0,01975	1,78840	0,01975
24	E09	TNEC	2,46262	0,02581	2,46263	0,02582
25	I01	AREQ	1,81859	0,04322	1,81859	0,04322
26	I02	BRAZ	2,20394	0,06570	2,20395	0,06569
27	I03	BRFT	2,56159	0,07915	2,56159	0,07925
28	I04	CRO1	2,55990	0,06452	2,55988	0,06454
29	I05	GLPS	2,57226	0,04025	2,57227	0,04026
30	I06	KOUR	2,61221	0,04362	2,61220	0,04362
31	I07	UNSA	2,13696	0,06906	2,13696	0,06899
MÉDIA			2,41004	0,04623	2,41004	0,04624
MÍNIMO			1,72883	0,01975	1,72885	0,01975
MÁXIMO			2,62085	0,07915	2,62086	0,07925

4.3 AVALIAÇÃO DO MODELO ESTOCÁSTICO DAS SOLUÇÕES

De acordo com Tregoning e Watson (2009), outra forma de avaliar a eficácia da implementação do modelo de carga atmosférica nas soluções, é através da análise do modelo estocástico das mesmas (Seção 3.2.2.3). Desta maneira, a solução do modelo de carga será considerada a melhor solução, só se ela permitir estabelecer estimativas mais precisas dos sinais geofísicos remanescentes. Para isso, torna-se útil em primeiro lugar, estabelecer um estudo detalhado dos sinais que formam parte do espectro das séries, e com isso, determinar se o sinal do efeito de carga atmosférica foi eliminado ou pelo menos minimizado no processo e, sobretudo, conhecer sua possível correlação com os sinais de ruído próprios do modelo estocástico calculado. Desta maneira nas Seções 4.3.0.1 e 4.3.0.2 apresentam-se os resultados obtidos no desenvolvimento da análise espectral das séries, bem como no cálculo do modelo estocástico por componente e por solução para cada uma das estações estudadas.

4.3.0.1 Análise espectral de séries

Para o estudo espectral das séries de residuais, foram utilizadas 3 técnicas principais de análise (Seção 3.2.2.3), as quais são descritas em detalhe no APÊNDICE A. De acordo com isto, nas FIGURAS 34 a 38, apresenta-se o espectro de frequências (Fourier) das estações BOAV, NAUS, POVE, QUEM e RIOP, bem como as diferenças espectrais das soluções com e sem a modelagem do efeito de carga calculado através do algoritmo de Lomb-Scargle (SCARGLE, 1982). De forma geral, é possível observar como todas as estações possuem uma minimização nas magnitudes de seus harmônicos para períodos entre 1 e 75 dias (média ao redor dos 0 mm), e dois picos máximos aproximadamente aos 180 e 365 dias. De acordo com diversas pesquisas (RAY et al., 2008; AMIRI-SIMKOOEI, 2013; TREGONING; WATSON, 2009), a presença do pico máximo, comum em todas as séries sem importar a componente, pode ter ocorrido devido a processos sazonais correlacionados (ainda não demonstrados) tais como o efeito "*Draconitic year periodic pattern*", definido como o intervalo necessário para que o Sol volte para um mesmo ponto no espaço em relação ao nodo orbital dos satélites GPS (visto desde a Terra) (período de 351,4 dias) (AMIRI-SIMKOOEI, 2013), ou processos que envolvem a geometria da constelação satelital (período entre 246 e 350 dias) (AGNEW; LARSON, 2007). Por sua vez, Penna e Stewart (2003) demonstraram a partir da análise de dados simulados, que estes erros também podem surgir pela modelagem ruim ou incompleta de outros sinais (*Aliased signatures*), tais como a modelagem errônea do sinal de maré atmosférica S_2 (Seção 2.3.3.2), o qual gera um novo sinal de aproximadamente 182,63 dias. Assim, Tregoning e Watson (2009), baseados nos resultados de Penna e Stewart (2003) determinaram pela primeira vez, através do uso de dados GPS reais, que a combinação entre o modelo de carga atmosférica e os sinais de maré atmosférica S_1 e S_2 gerará um novo sinal nas séries com período de aproximadamente 174,5 dias, o qual em principio, concorda com o sinal de 180 dias obtidos na presente pesquisa (ver por exemplo diferenças das estações BOAV e POVE).

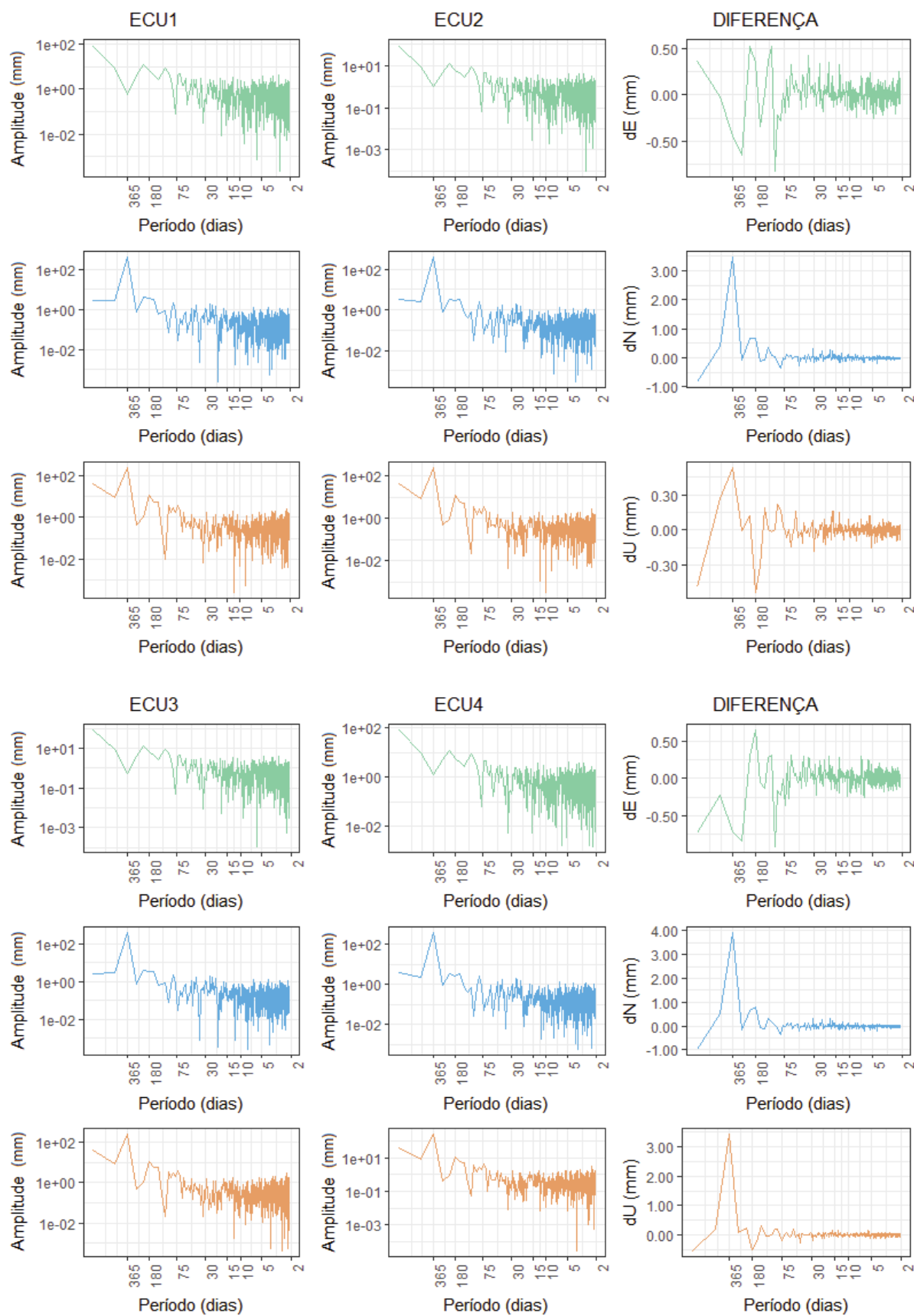


FIGURA 34 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO BOAV

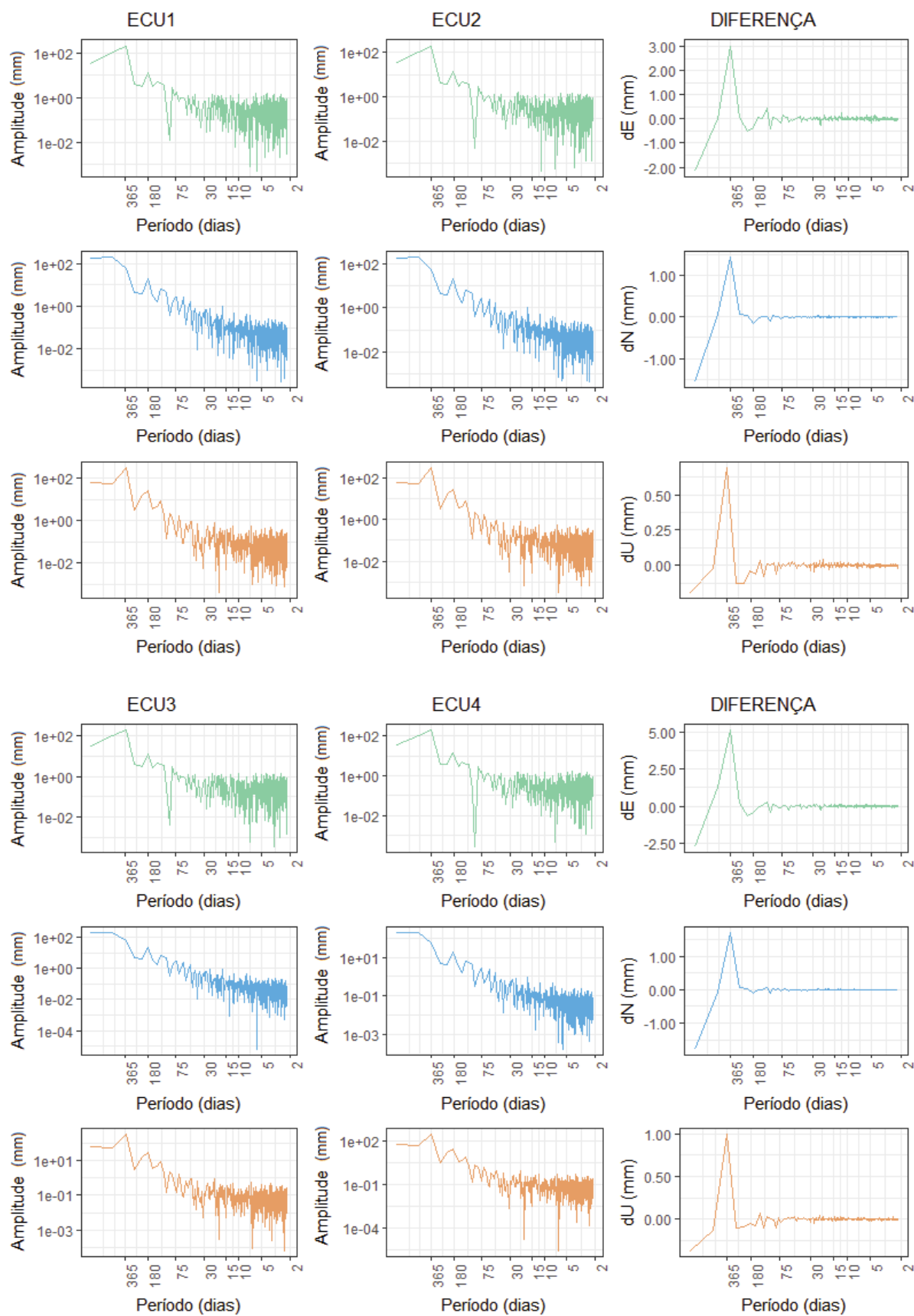


FIGURA 35 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO NAUS

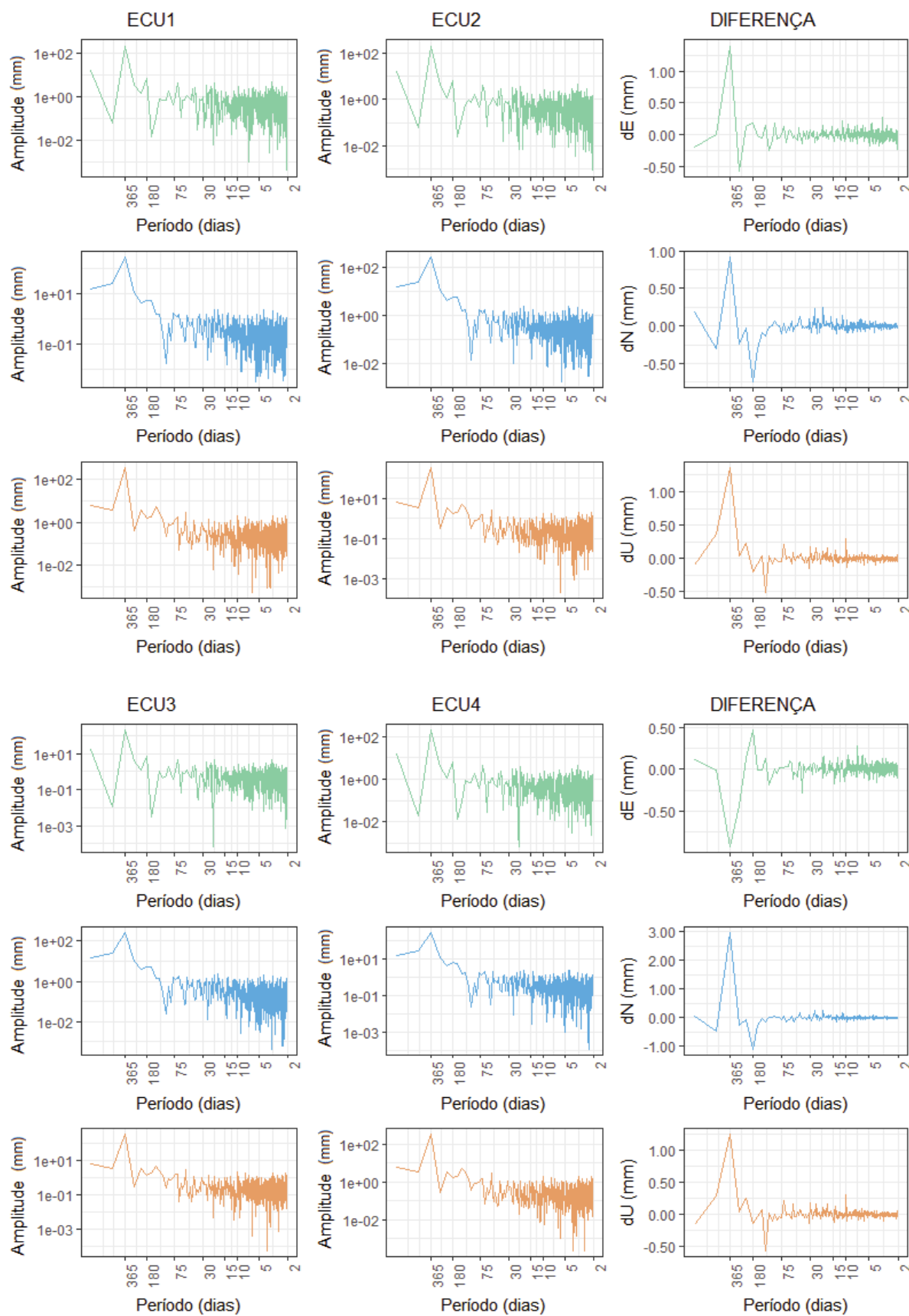


FIGURA 36 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO POVE

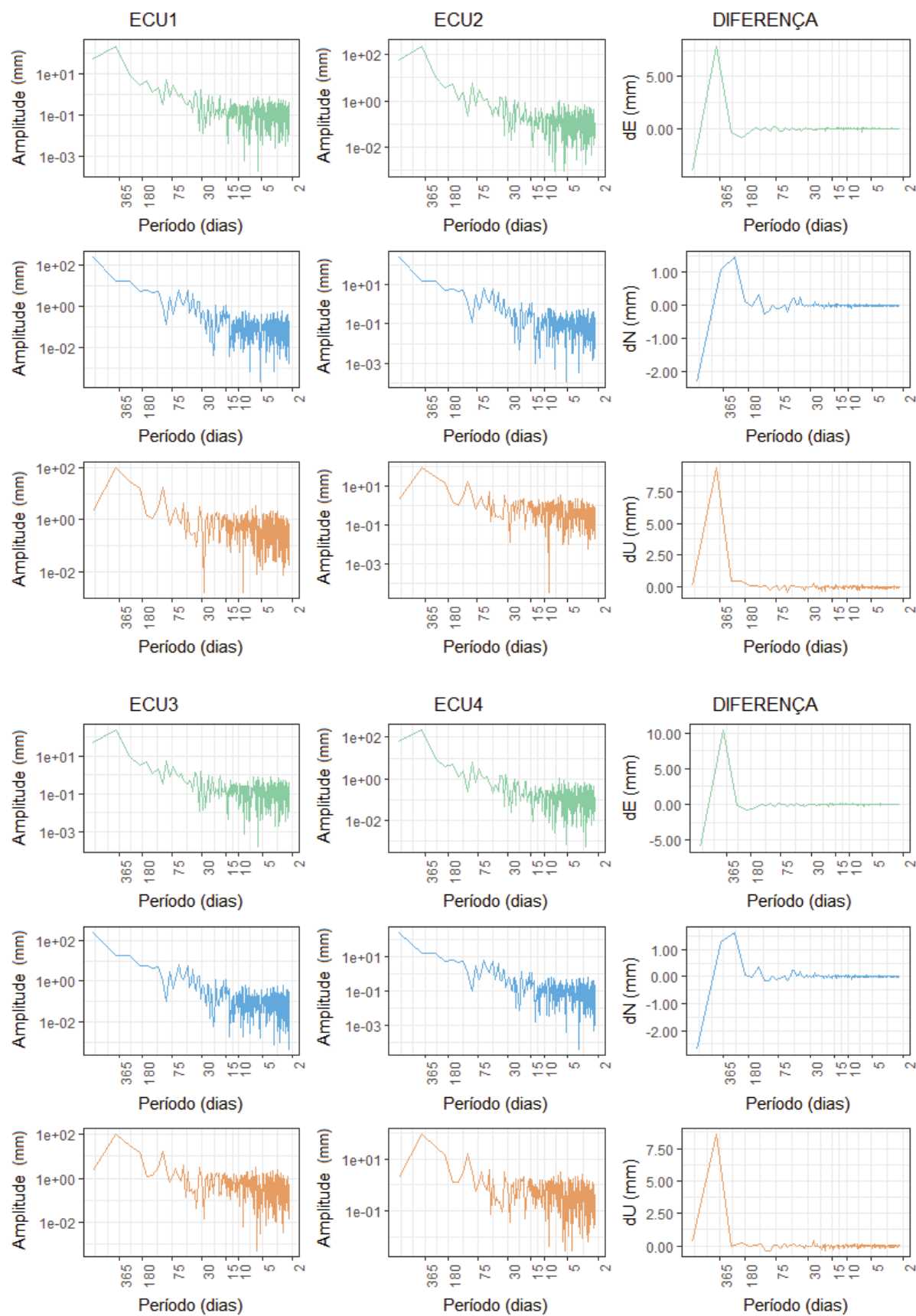


FIGURA 37 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO QUEM

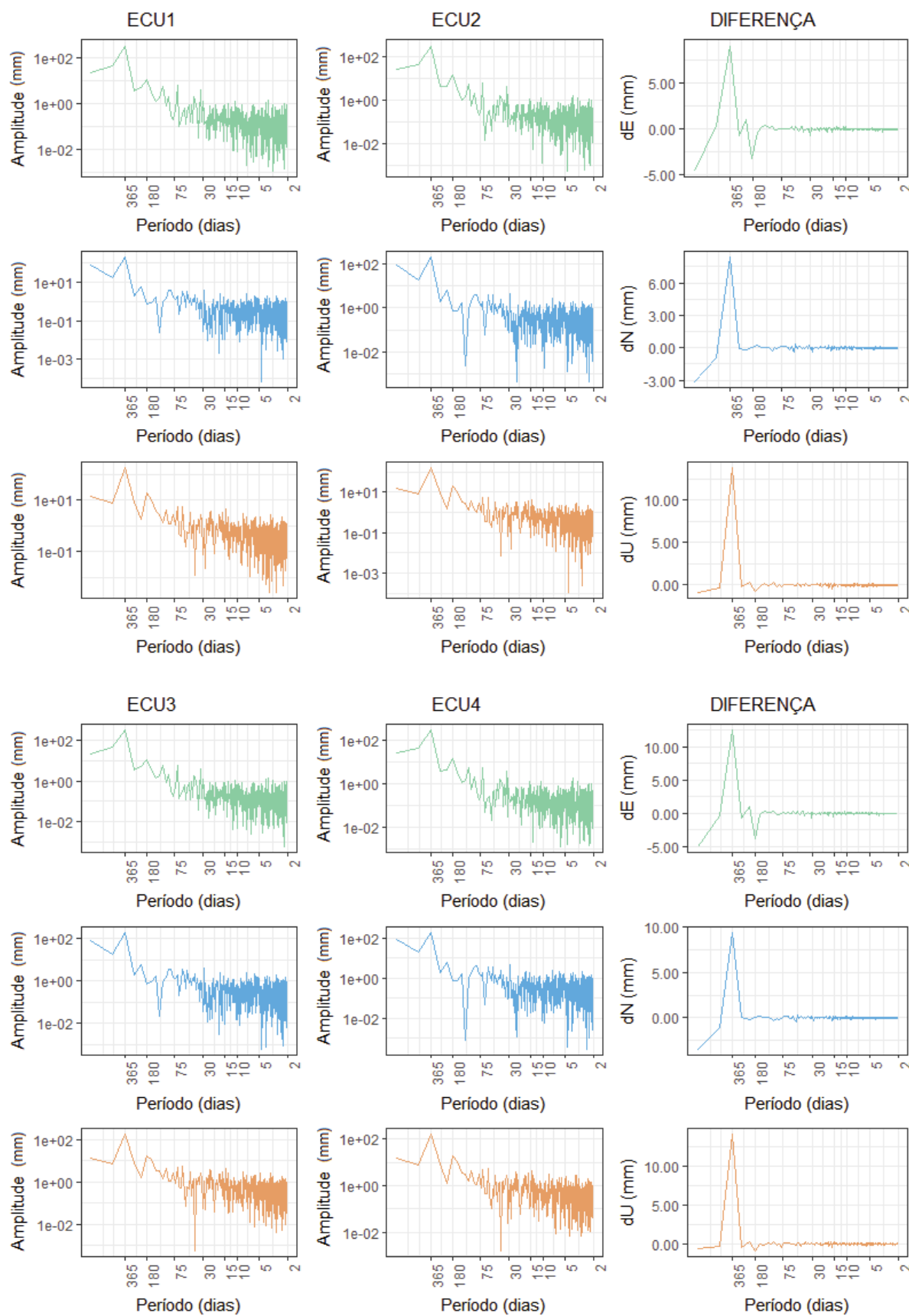


FIGURA 38 – DENSIDADE ESPECTRAL (LOMB-SCARGLE). ESTAÇÃO RIOP

Por outro lado, e com a finalidade de comprovar se a análise espectral realizada através do espectro de Fourier, não gerou uma interpretação errônea dos sinais, devido principalmente à não-linearidade das séries, decidiu-se calcular a densidade espectral das mesmas através de duas técnicas diferentes sendo: a Transformada de Wavelet e a Transformada de Hilbert-Huang. Elas por sua vez, permitem obter uma representação dos sinais em Tempo-Frequência e Amplitude. Desta maneira, nas FIGURAS 39 a 43, apresenta-se os espectros de frequências de Wavelet (Morlet) obtidos para cada um dos centros de massa avaliados, e nas FIGURAS 44 a 48 o espectro de frequências de Hilbert-Huang. Todos eles calculados para cada componente das 5 estações analisadas em conjunto com suas diferenças.

Novamente, e partindo da análise do espectro de Wavelet, é possível evidenciar a presença de dois picos principais. O pico máximo com período de aproximadamente 365 dias, o qual se encontra em todas as componentes das estações, e o pico de 180 dias presente em duas das 5 estações analisadas (BOAV e POVE - FIGURA 39 e 41). Esses resultados, em principio, coincidem com aqueles obtidos anteriormente, no entanto, um aspecto importante de salientar é que, ao contrário do que acontece com o espectro de Fourier, o qual mostra um único pico no período de 365 dias, o espectro de Wavelet mostra uma mancha vermelha grossa no mesmo período, o qual poderia indicar que nesse intervalo de tempo coexistem mais de um sinal. Isto pode ser demonstrado claramente através do uso e análise do espectro de Hilbert-Huang (FIGURAS 44 a 48), no qual, é possível ver uma sobreposição de sinais na frequência de $10^{-2,55}$ ciclos por dia, o qual corresponde a um período de aproximadamente 354 dias (ver por exemplo espectro da componente leste das estações). Desta maneira, e devido a que não existe um sinal identificado com dito período, além dos efeitos citados acima (efeito "Draconitic year periodic pattern" ou geometria da constelação satelital), os quais, como já foi indicado, ainda não puderam ser demonstrados, existe a possibilidade de que um desses sinais, seja produto da propagação do sinal do efeito de carga atmosférica ou outro sinal com frequência similar (carga hidrológica). Assim, e com o objetivo de verificar esta hipótese, decidiu-se realizar a decomposição das séries de resíduos das estações, através da implementação do algoritmo chamado de "*Empirical Mode Decomposition*" (HUANG et al., 1998), descrito no APÊNDICE B.

A título de exemplo, nas FIGURAS 49 e 50, apresentam-se a decomposição das séries da componente vertical de 2 das 31 estações avaliadas (BOAV e NAUS), bem como a decomposição das séries do nível diário de água dos rios: Rio Branco e Rio Madeira, geradas através dos dados obtidos das estações hidrometeorológicas 14620000 e 14990000 da Agência Nacional de Águas - ANA. As figuras também mostram o coeficiente de correlação linear obtido entre cada uma das IMFs (Funções Intrínsecas - Ver APÊNDICE A) geradas com diferentes níveis de ruído branco, o qual é adicionado às séries com a finalidade de obter uma melhor decomposição dos sinais (HUANG; WU, 2008). A inclusão e análise do nível diário de água se deve, em principio, à necessidade de avaliar a provável incidência do efeito de carga hidrológica na geração de novos sinais. Assim, é possível ver por exemplo, como as 3 últimas funções

intrínsecas (incluindo o residual da decomposição) de cada estação GNSS, possuem uma alta correlação com aquelas obtidas da decomposição das séries de nível diário de água das estações hidrometeorológicas, sendo que ditas IMFs possuem sazonalidades com períodos próximos aos 365 e 700 dias. Isto indica em princípio, que um dos sinais presentes no período de 365 dias vem da falta de modelagem do efeito de carga hidrológica, o qual pode ser comprovado, comparando a somatória das IMFs filtradas com o modelo de carga hidrológica de Dill e Dobslaw (2013) (ver FIGURAS 51 e 52).

Uma vez identificados os possíveis sinais geradores do pico máximo de 365 dias, torna-se útil realizar a filtragem das funções intrínsecas das séries originais cujo coeficiente de correlação linear seja maior a 0,8 mm. Isto permite assegurar que o cálculo do modelo estocástico das séries não seja afetado pela presença de sinais correlacionados com aqueles sinais de ruído próprios do modelo. Finalmente, nas FIGURAS 53 e 54 apresentam-se as séries de residuais filtradas (componente vertical) das estações BOAV e NAUS, em conjunto com seu espectro de Hilbert-Huang. Os resultados demonstram a eliminação do sinal de carga (sinal de cor vermelho na frequência logarítmica de $10^{-2,55}$ cpd) do espectro de frequências, e por conseguinte, a correta filtragem do sinal.

É importante salientar que o processo de filtragem das séries foi realizado para 5 das 31 estações GNSS utilizadas na presente pesquisa (BOAV, NAUS, PAAT, PAIT, POVE). Isto, devido principalmente à disponibilidade de dados diários do nível de água para as distintas afluentes do rio Amazonas. As séries filtradas destas estações, em conjunto com as outras 26 estações GNSS foram utilizados posteriormente no cálculo do modelo estocástico das soluções.

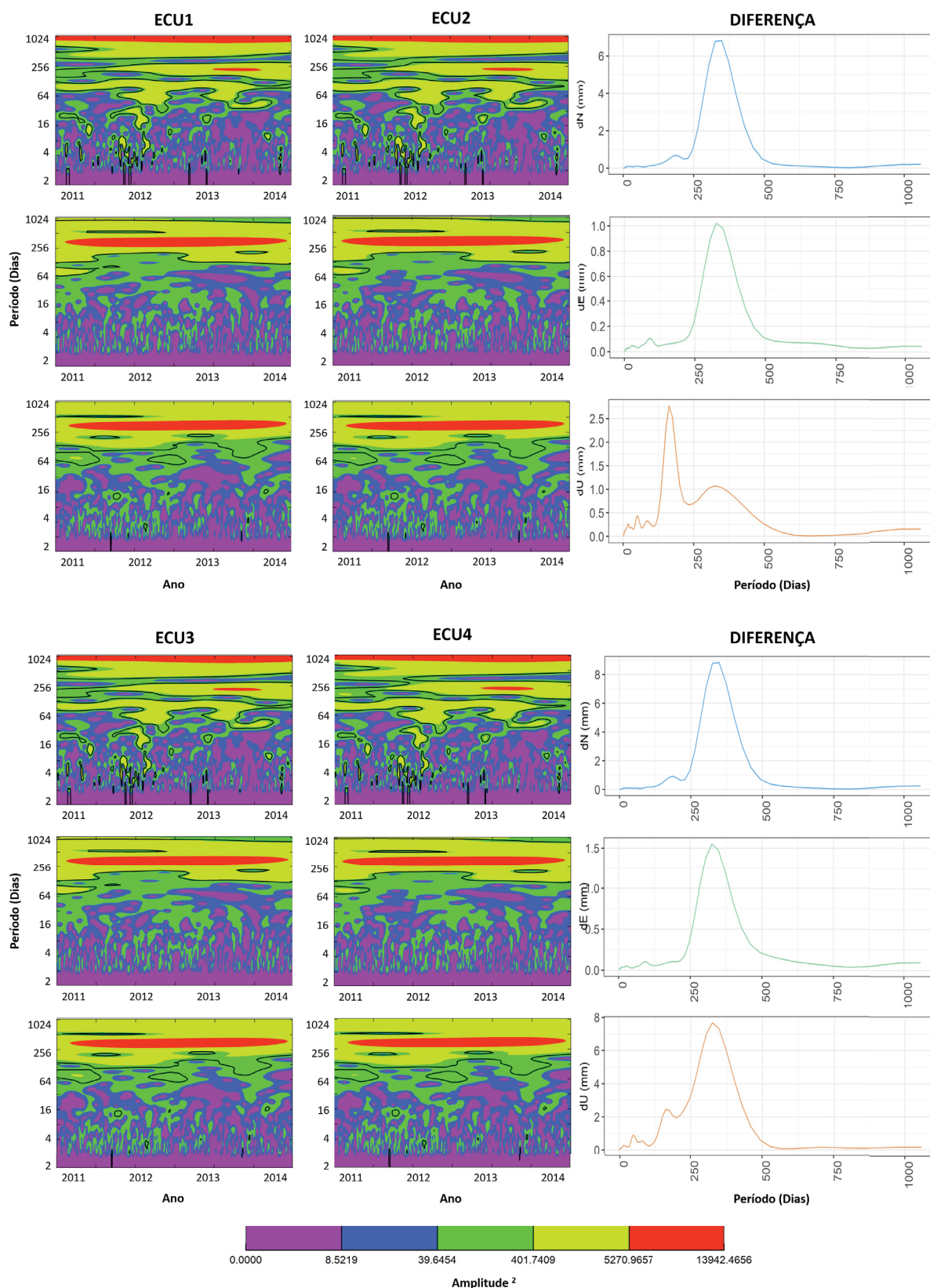


FIGURA 39 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO BOAV

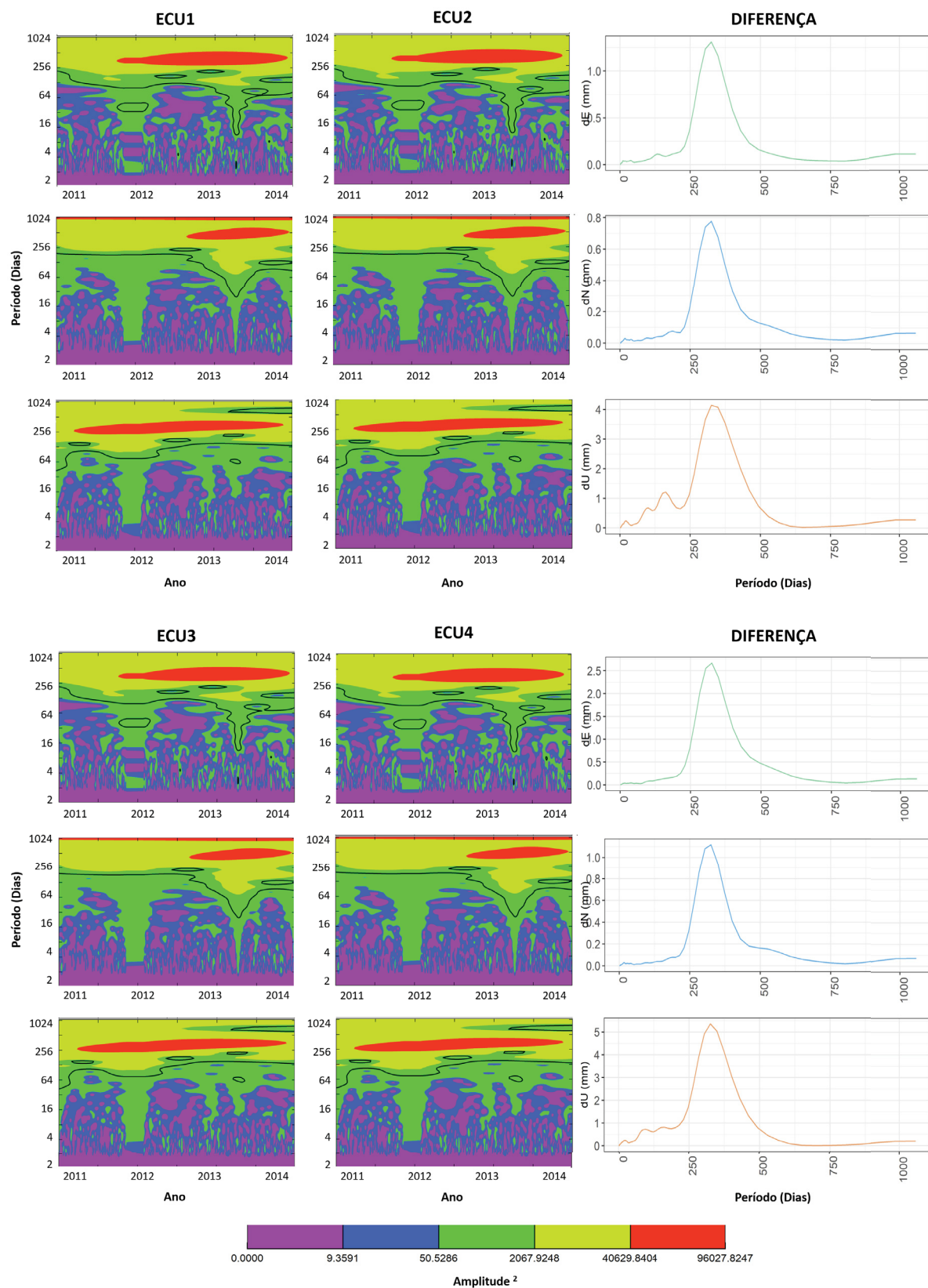


FIGURA 40 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO NAUS

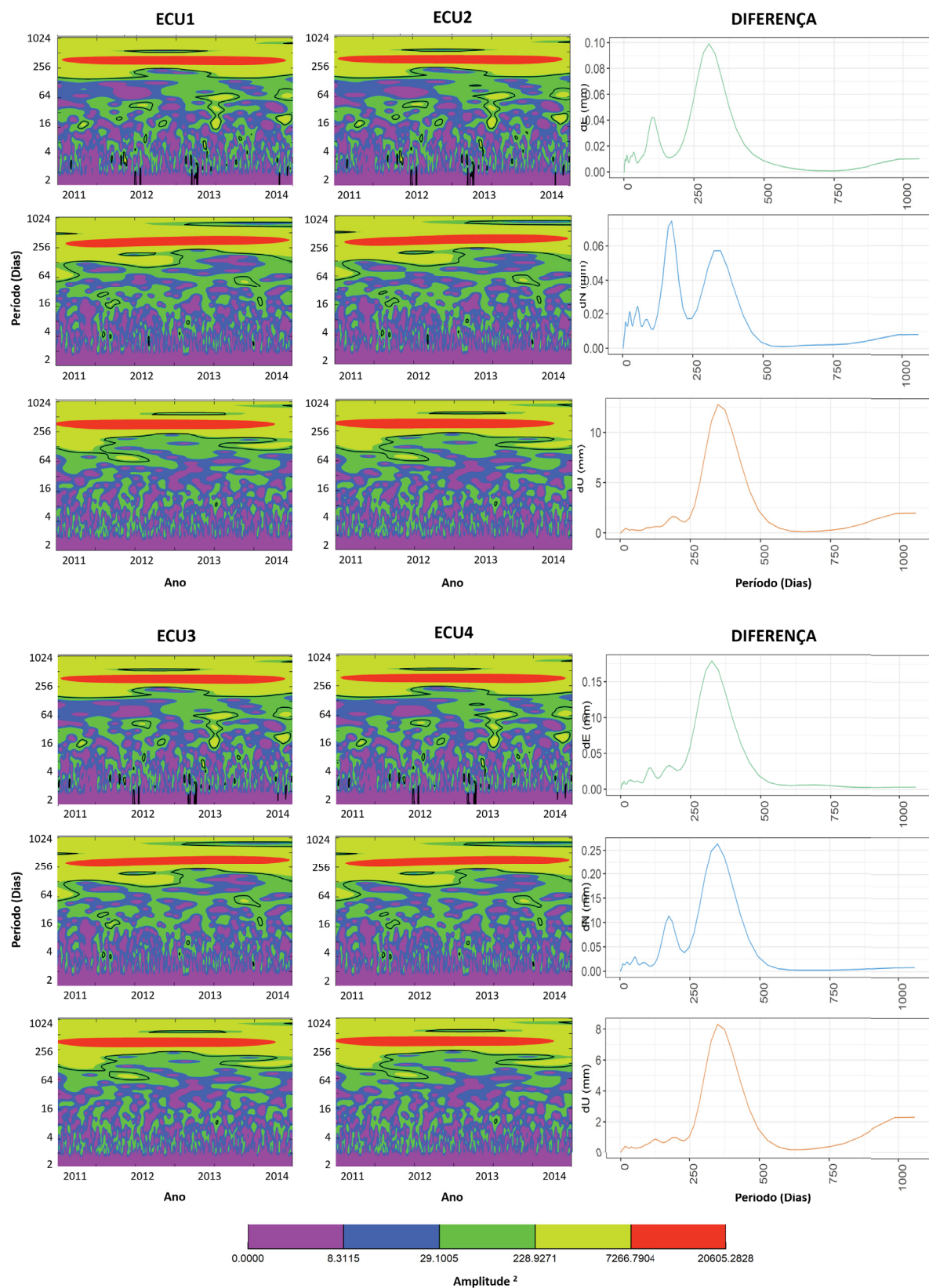


FIGURA 41 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO POVE

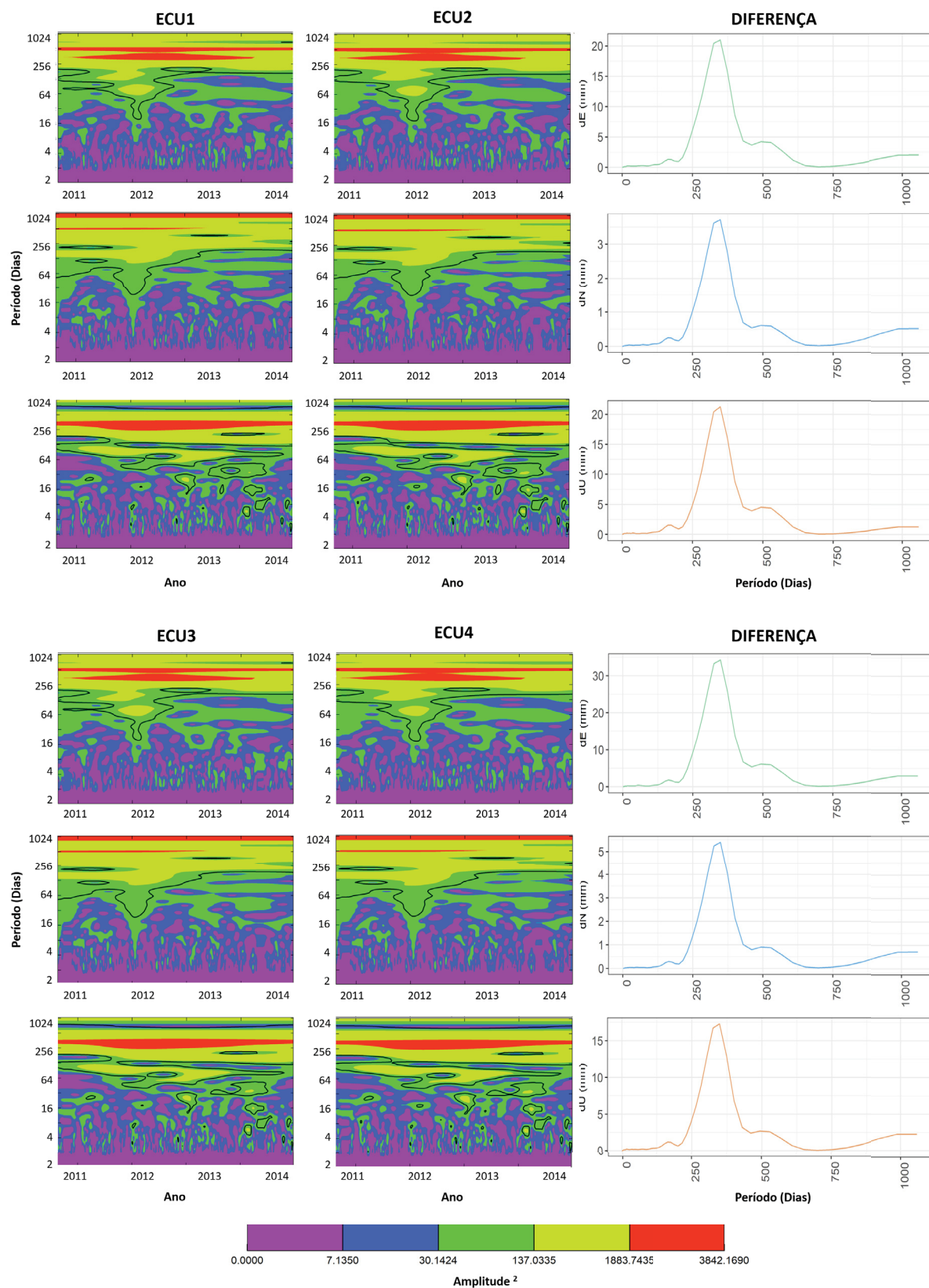


FIGURA 42 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO QUEM

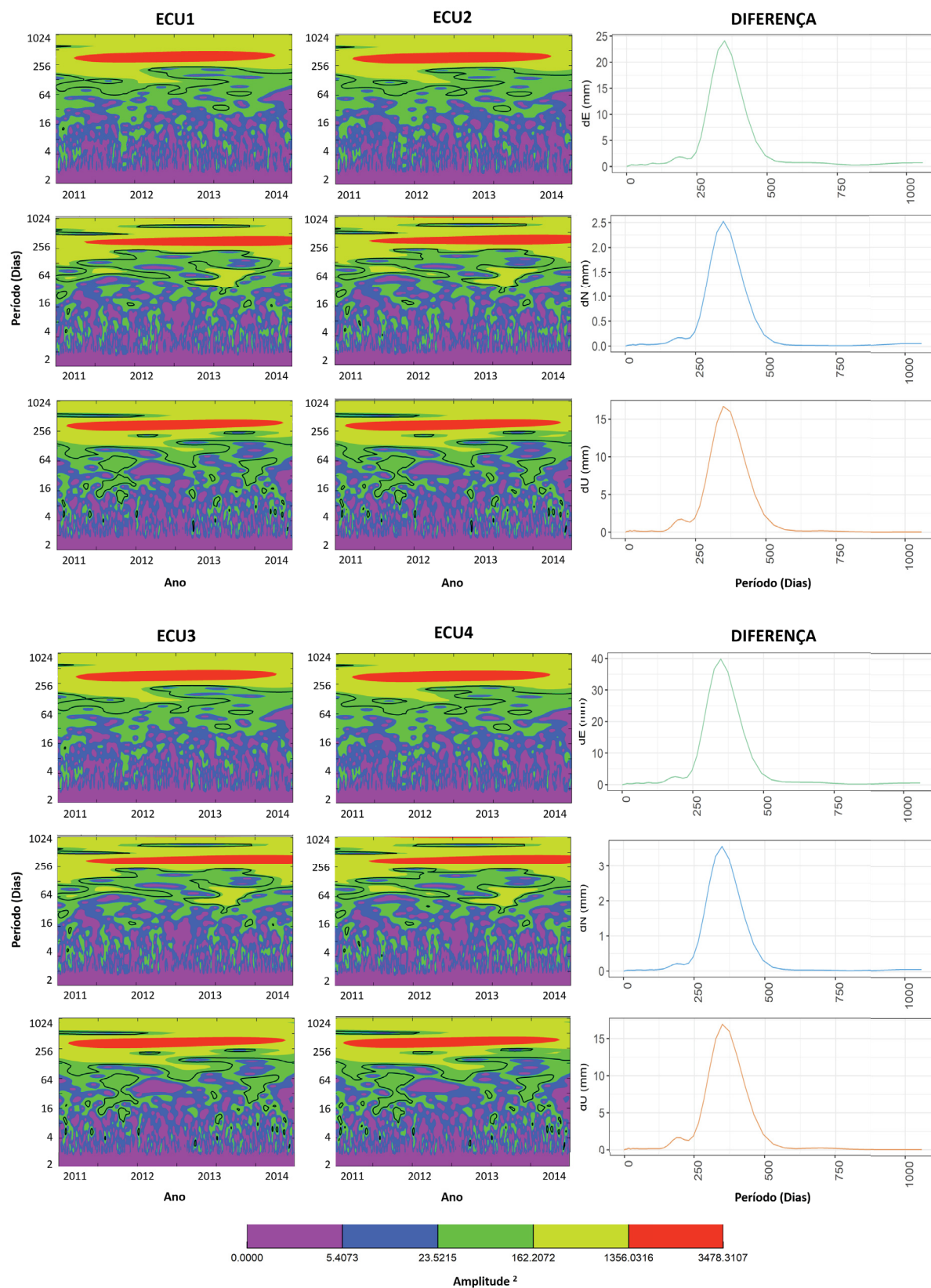


FIGURA 43 – DENSIDADE ESPECTRAL (WAVELET MORLET). ESTAÇÃO RIOP

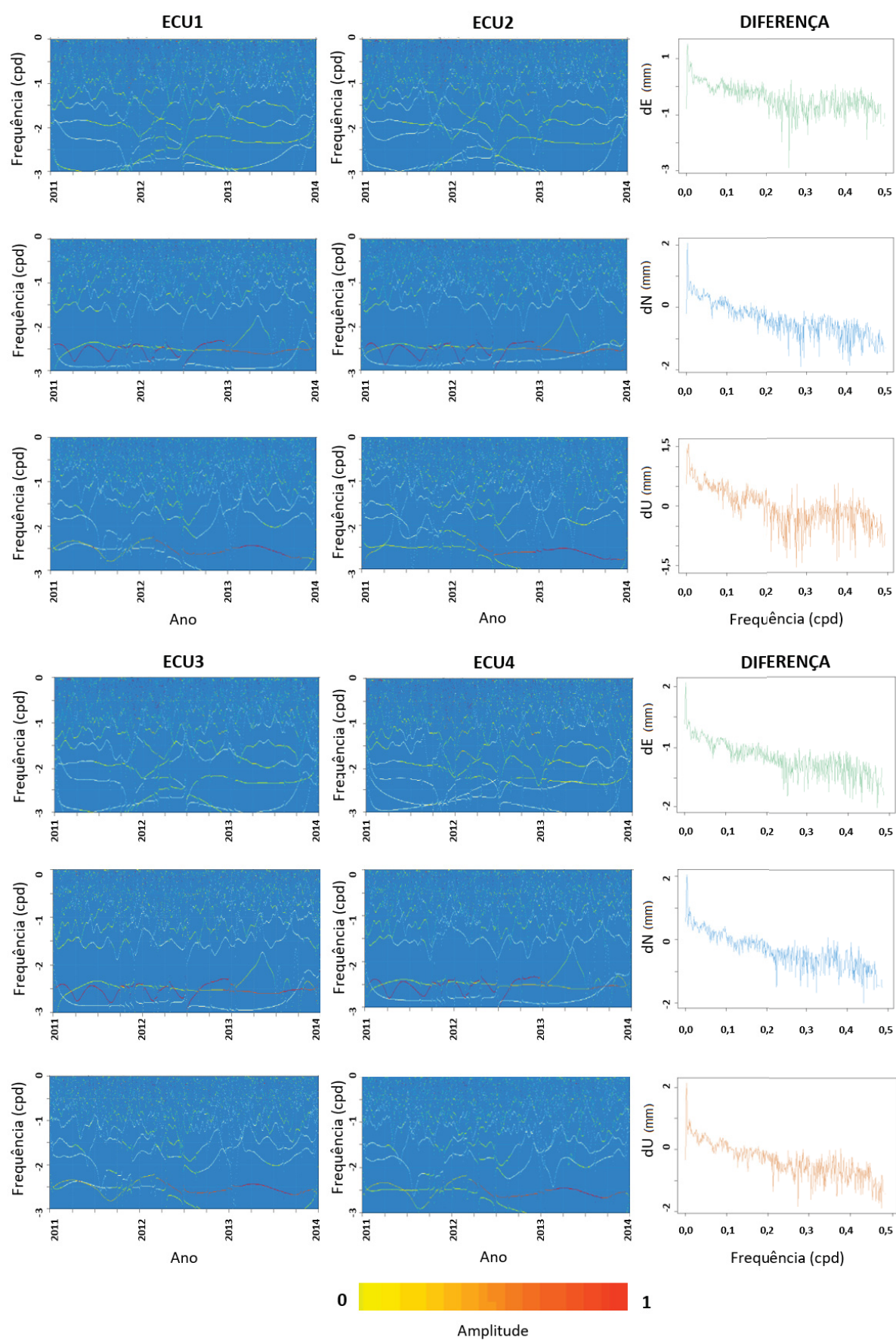


FIGURA 44 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO BOAV

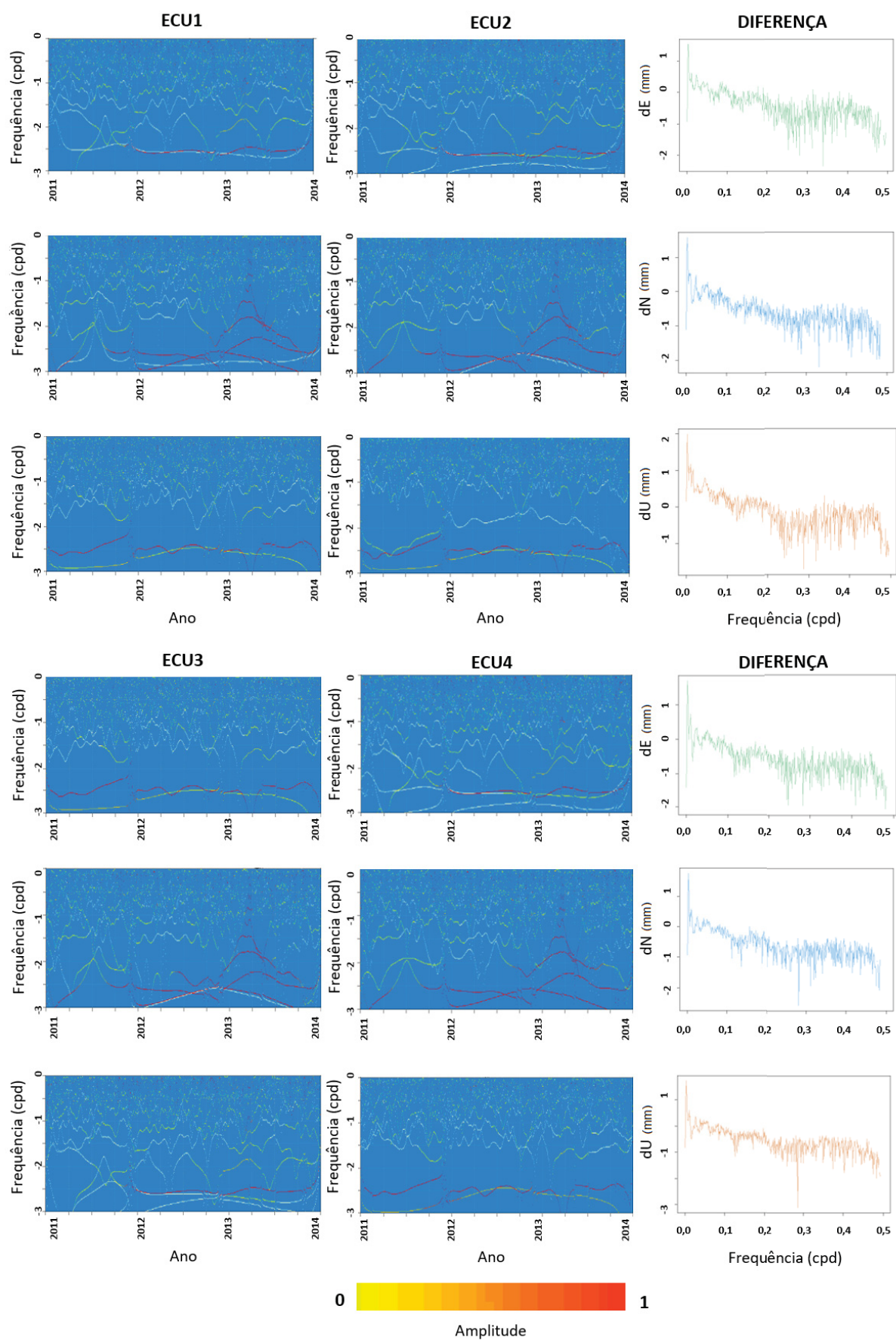


FIGURA 45 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO NAUS

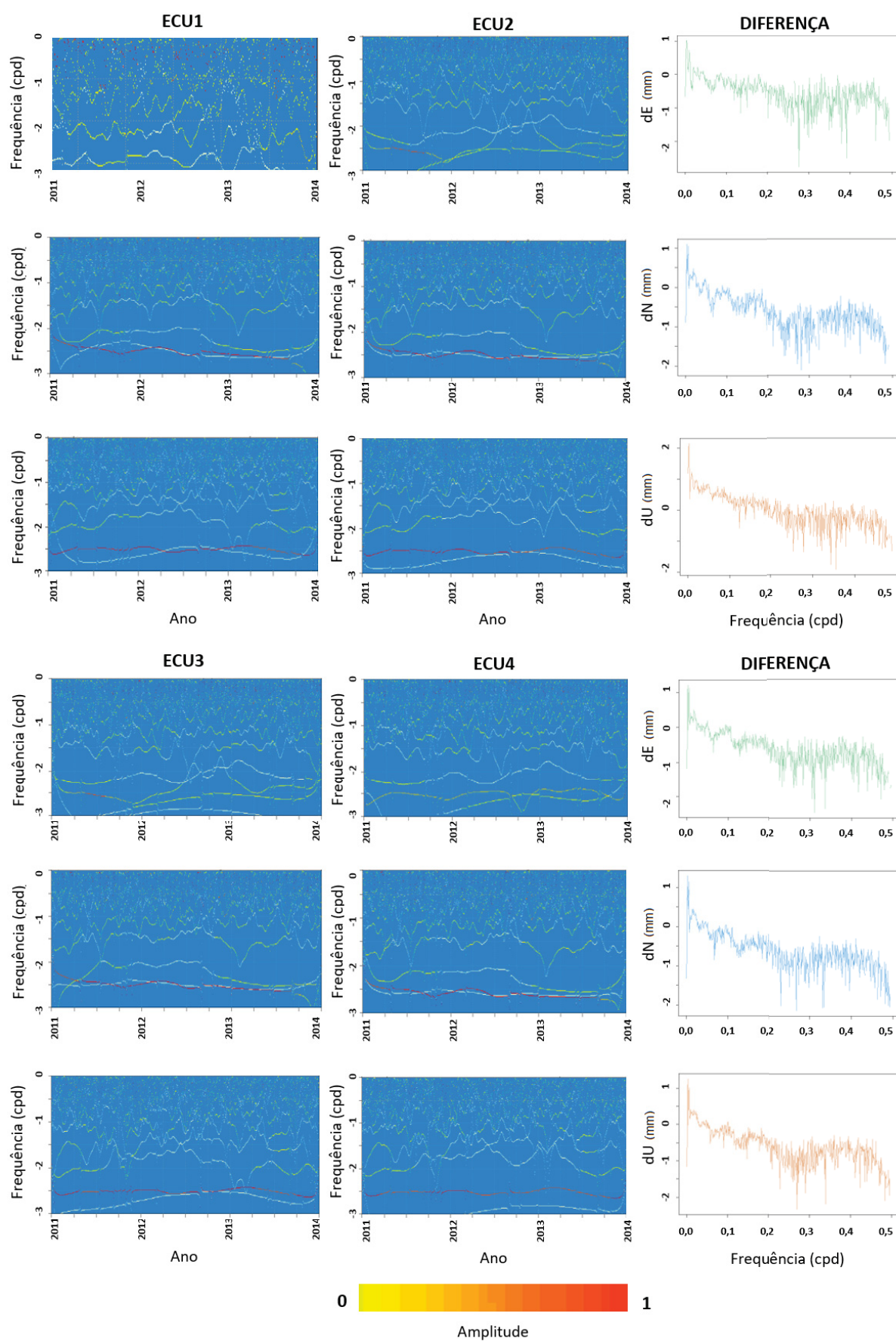


FIGURA 46 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO POVE

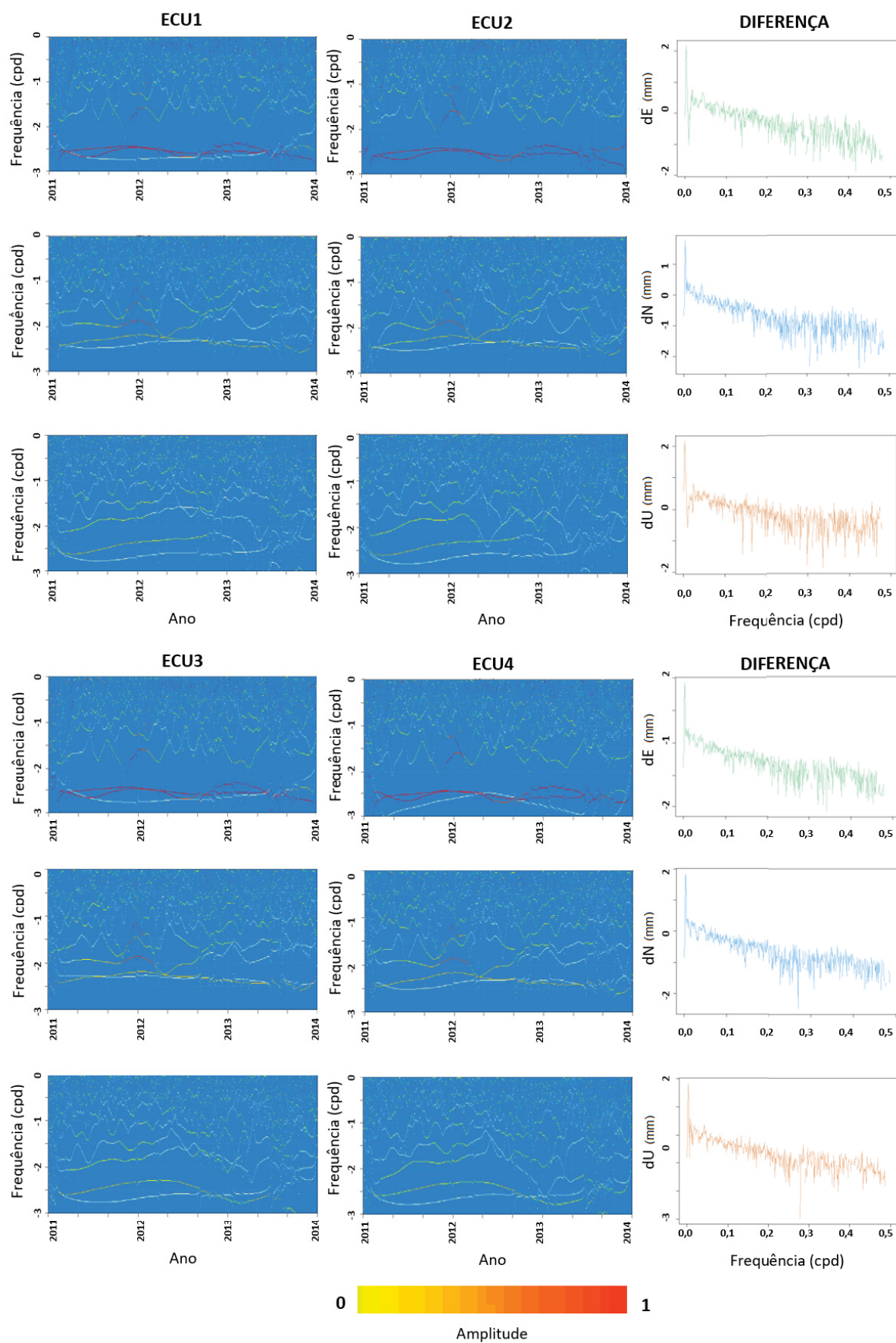


FIGURA 47 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO QUEM

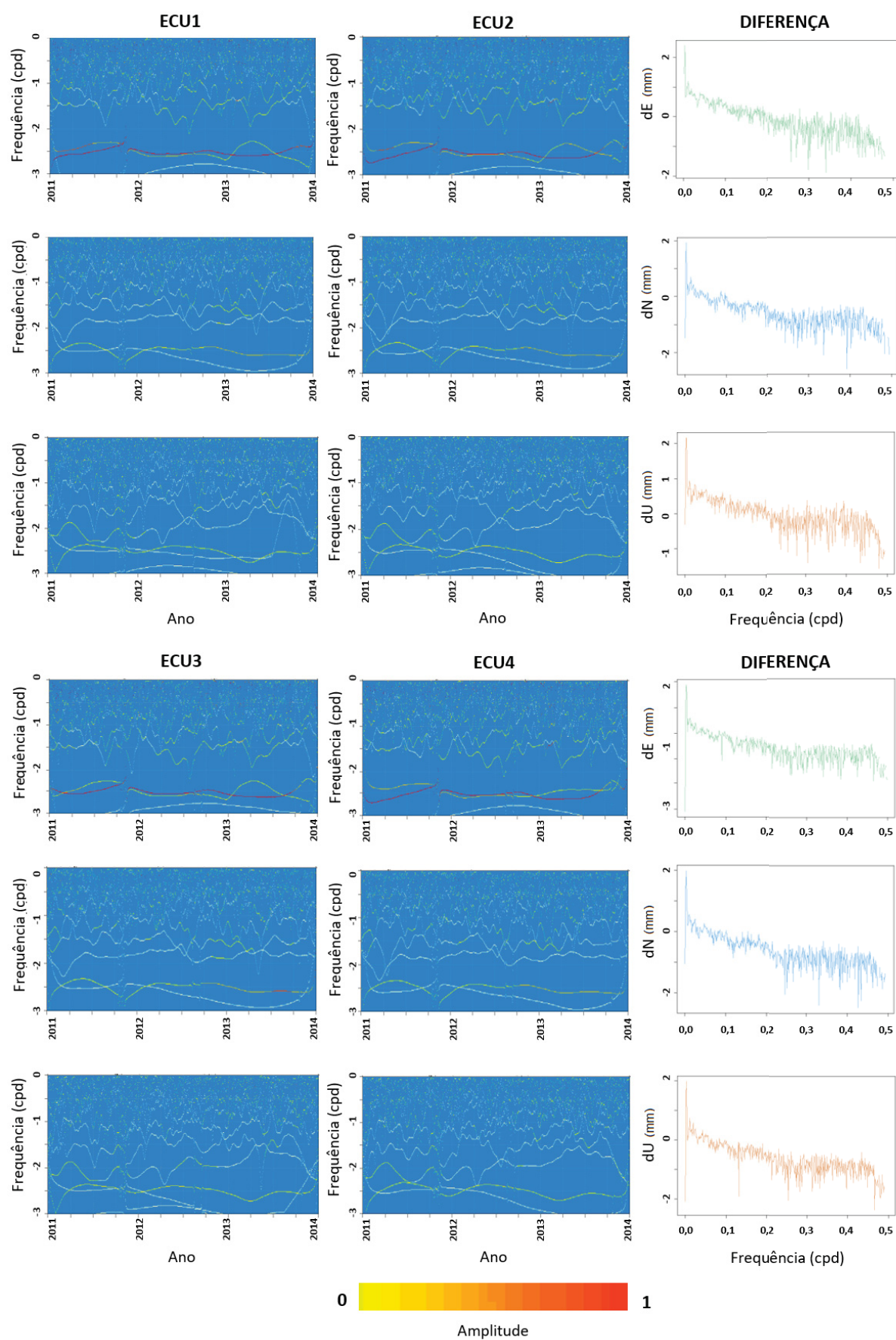


FIGURA 48 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). ESTAÇÃO RIOP

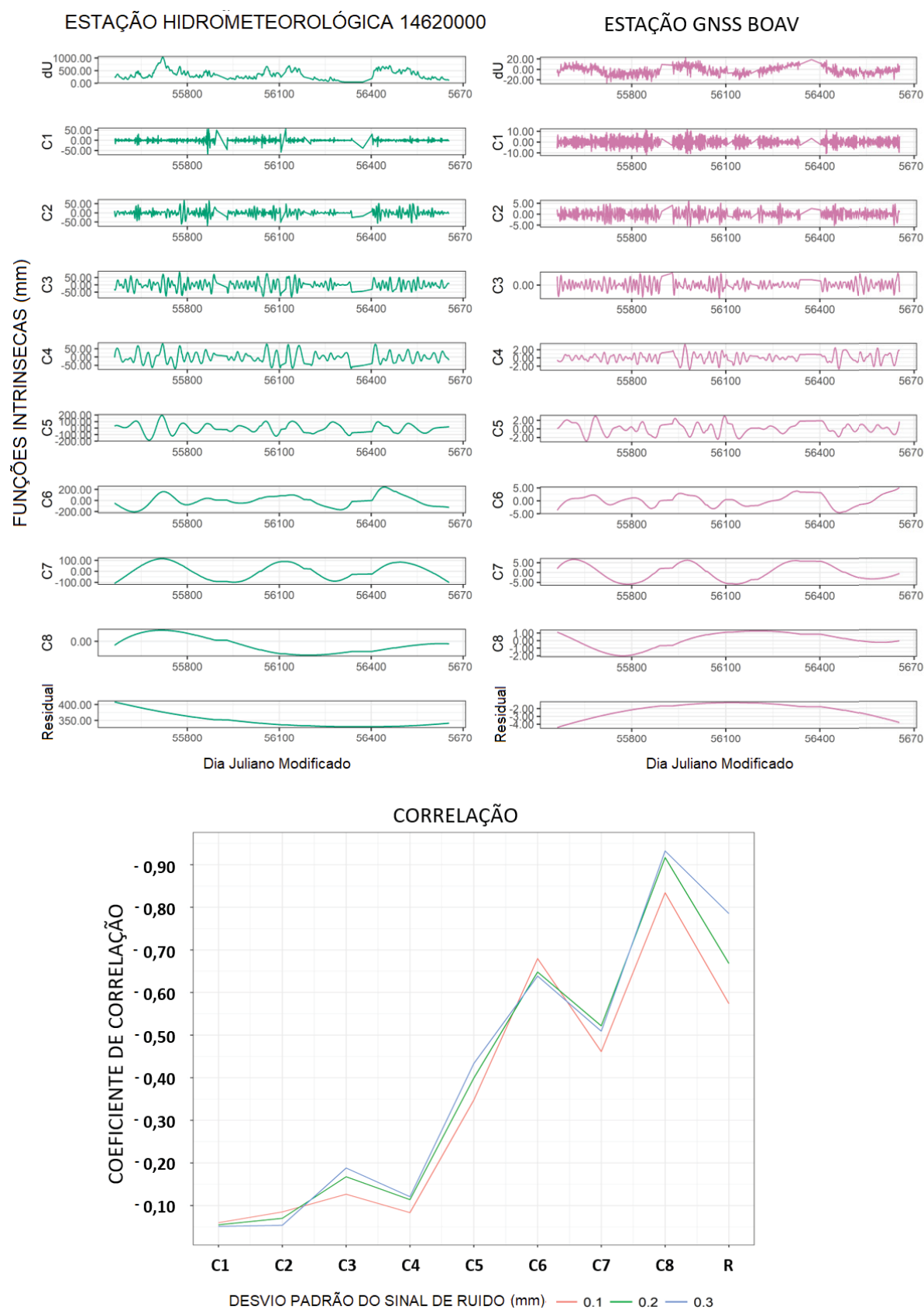


FIGURA 49 – DECOMPOSIÇÃO EMPÍRICA DE SERIES. ESTAÇÕES BOAV

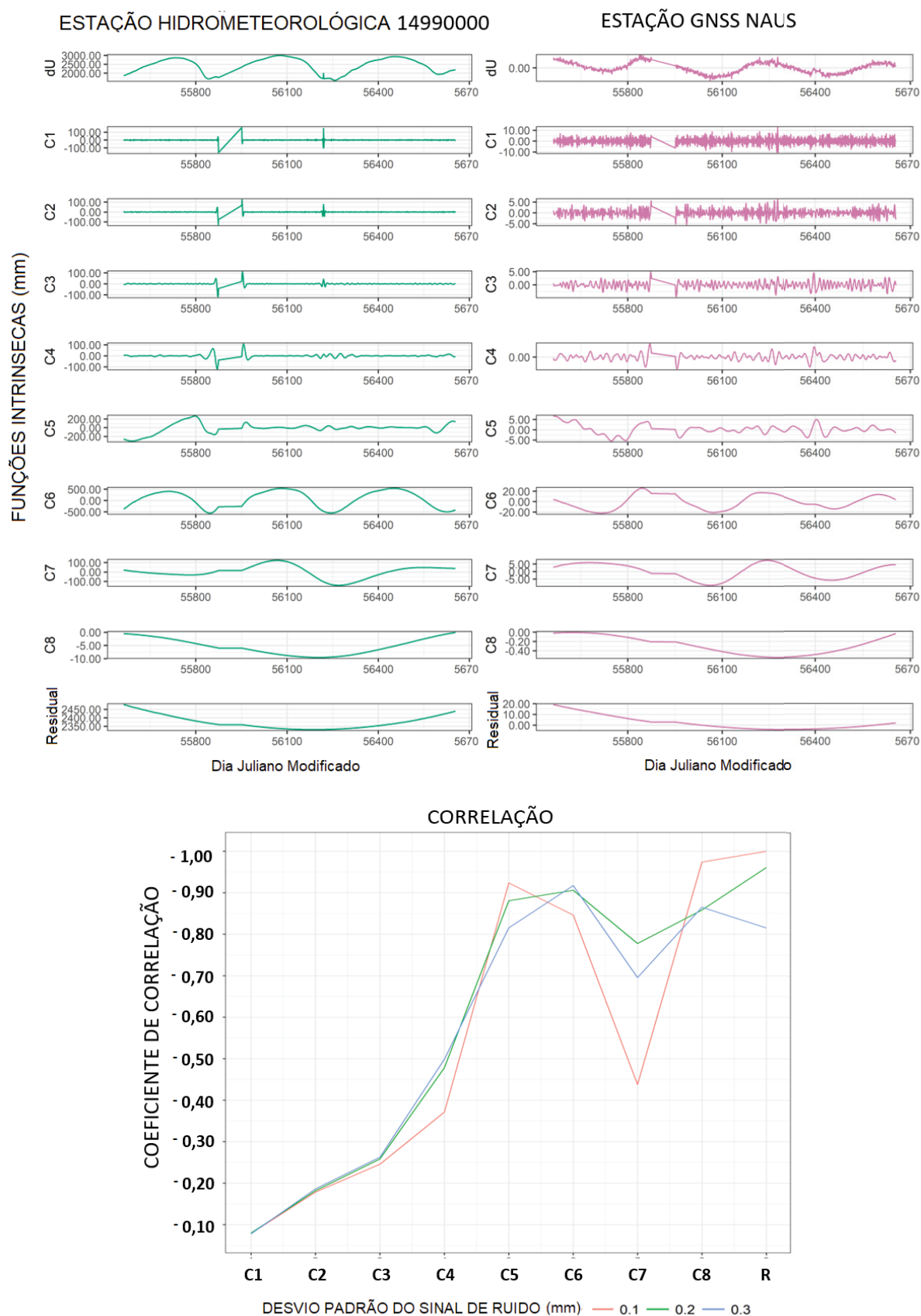


FIGURA 50 – DECOMPOSIÇÃO EMPÍRICA DE SERIES. ESTAÇÕES NAUS

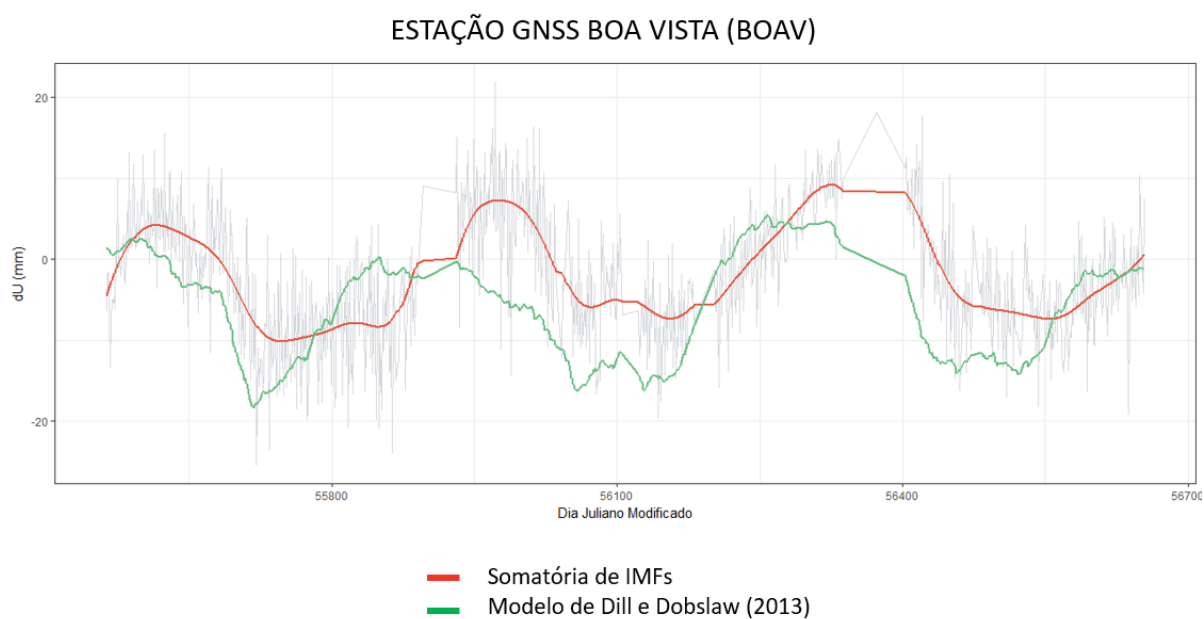


FIGURA 51 – COMPARAÇÃO DE IMF_s FILTRADAS E MODELO HIDROLÓGICO DE DILL E DOBSLAW (2013). ESTAÇÕES BOAV

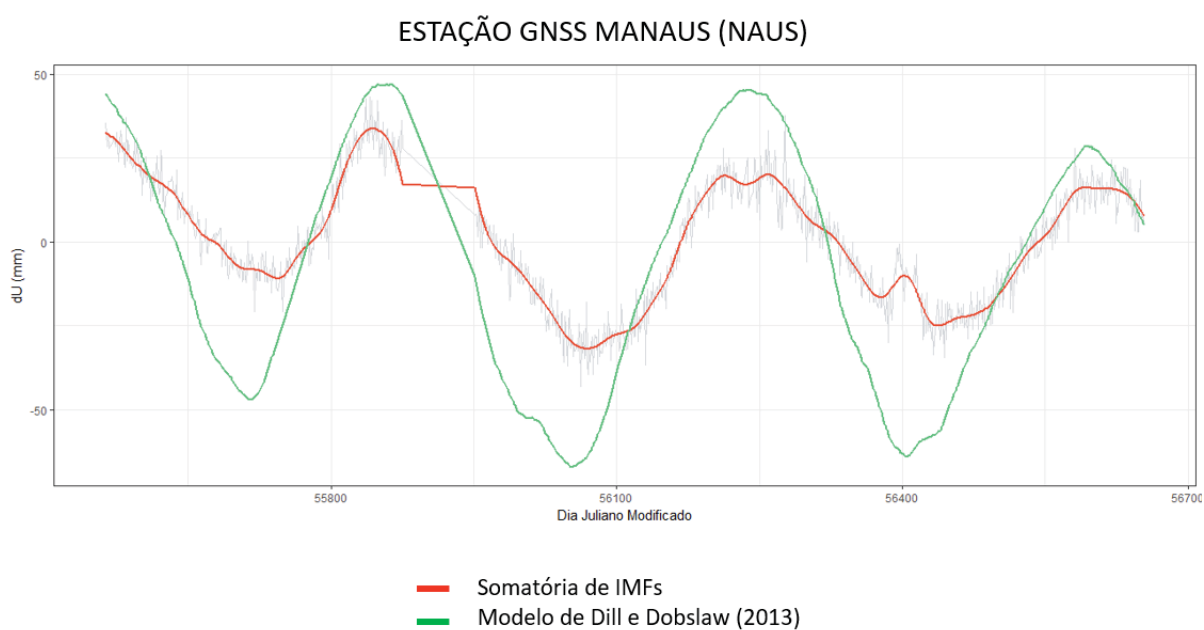


FIGURA 52 – COMPARAÇÃO DE IMF_s FILTRADAS E MODELO HIDROLÓGICO DE DILL E DOBSLAW (2013). ESTAÇÕES NAUS

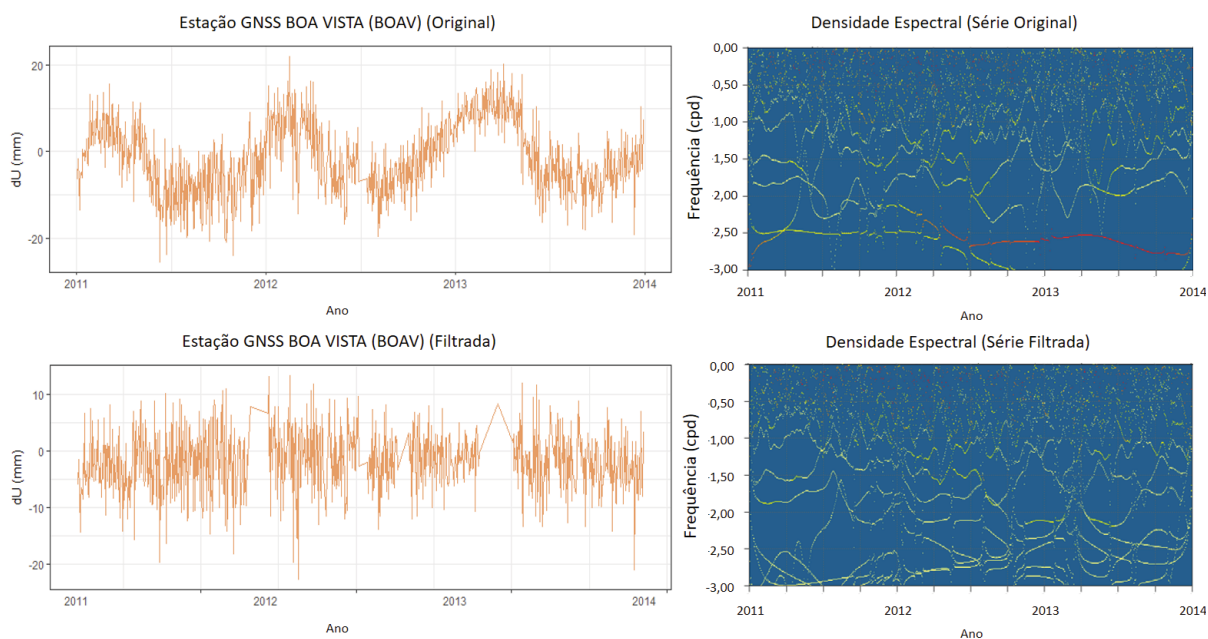


FIGURA 53 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). COMPONENTE VERTICAL (FILTRADA). ESTAÇÕES BOAV

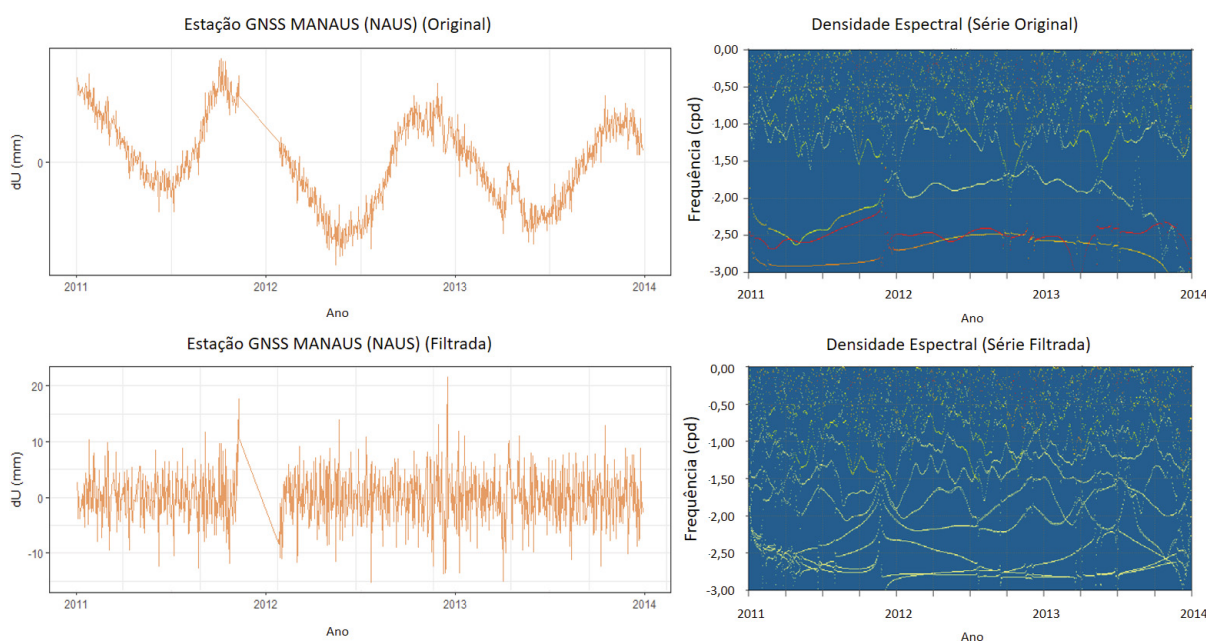


FIGURA 54 – DENSIDADE ESPECTRAL (HILBERT-HUANG). COMPONENTE VERTICAL (FILTRADA). ESTAÇÕES NAUS

4.3.0.2 Cálculo e análise do modelo estocástico

Uma vez efetuada a análise espectral das séries de residuais (Seção 4.3.0.1), a última etapa concentra-se no cálculo e avaliação do modelo estocástico das soluções para cada uma das estações, de acordo com o estabelecido no APÊNDICE B. Para isso na presente pesquisa, utilizou-se o programa de análise de séries HECTOR desenvolvido por Bos et al. (2013). Assim e em conformidade com o estabelecido na Seção 3.2.2.3, os modelos estocásticos selecionados como possíveis modelos das soluções foram o modelo *Generalized Gauss Markov noise* (GM), o modelo *White noise only* (WN), e as combinações *White noise and Flicker noise* (FL+WN) e *White noise and Random Walk* (RW+WN). A seleção do modelo mais adequado por sua vez, foi realizado através do cálculo e análise do Critério de Informação Bayesiano - BIC, o qual é definido no APÊNDICE C.

Baseados nestes resultados, é possível concluir que a grande maioria de estações possuem como seu modelo estocástico, uma combinação de um sinal de ruído definido por uma Lei de Potências (em inglês: Power Law noise - PL), seja este o *Flicker noise* ou o *Random Walk noise* (para maiores referências ver APÊNDICE A), e um sinal de ruído branco (em inglês: White noise). Por sua parte, as demais estações possuem como seu modelo estocástico o modelo *Generalized Gauss Markov noise* (GM). Assim, uma vez definido o modelo estocástico correto para cada componente (Norte, Leste e Altura) das 31 estações avaliadas, procedeu-se ao cálculo, a título de comparação, do desvio padrão dos dois ruídos principais para cada uma das soluções geradas. Os resultados são apresentados nas TABELAS 29 a 34, em conjunto com o índice espectral calculado para aqueles modelos definidos por uma Lei de Potências. A partir destes, é possível ver de forma clara e concisa, uma melhoria no desvio padrão naquelas soluções que incluíram a modelagem do efeito de carga atmosférica em sua etapa de processamento (soluções ECU2 e ECU4), sendo maior a melhoria na solução definido no centro de massas CM. Um resumo das principais estatísticas para cada solução é apresentada na Tabela 35.

Finalmente, e do mesmo jeito que para o caso do fator de redução da variância (Seção 4.2.1.2), é importante salientar que os resultados apresentados na presente seção coincidem em grande parte com aqueles obtidos por Tregoning e Watson (2009) para o caso dos modelos estocásticos definidos por uma Lei de Potências (Modelo 9. Tabela 1 em Tregoning e Watson (2009) - ANEXO B), o qual demonstra a coerência dos resultados obtidos com outros estudos realizados referentes à análise do modelo estocástico das soluções após a modelagem do efeito de carga atmosférica.

TABELA 29 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE NORTE. CENTRO DE MASSAS CE

ORD	COD	NOME	ECU1				ECU2			
			GM	PL + WN		κ	GM	PL + WN		κ
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}		σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	
1	B01	AMCO	0,98	0,97	0,00	0,12	0,94	0,94	0,01	0,13
2	B02	BOAV	2,07	2,06	1,01	-1,12	1,98	1,94	1,02	-1,19
3	B03	CRUZ	1,48	1,48	0,01	-0,79	1,47	1,39	0,53	-0,78
4	B04	MAPA	3,55	4,04	1,23	-1,47	3,55	4,01	1,23	-1,48
5	B05	MTCN	2,23	2,26	0,97	-0,28	2,22	2,27	0,98	-0,26
6	B06	MTCO	2,29	2,35	1,10	-0,99	2,28	2,35	1,10	-1,00
7	B07	NAUS	2,49	2,39	1,05	-0,24	2,45	2,32	1,09	-0,30
8	B08	PAAT	3,32	3,36	1,31	-0,32	3,34	3,40	1,31	-0,32
9	B09	PAIT	1,68	1,68	0,01	-0,71	1,69	1,69	0,01	-0,75
10	B10	POVE	2,50	2,50	0,01	-1,03	2,47	2,47	0,00	-1,01
11	B11	RIOB	1,73	1,73	0,01	-1,56	1,75	1,75	0,01	-1,55
12	B12	ROCD	2,69	2,71	1,07	-0,76	2,66	2,69	1,07	-0,77
13	B13	ROGM	3,35	3,70	0,99	-0,70	3,36	3,75	0,99	-0,65
14	B14	ROJI	2,31	2,44	1,08	-1,14	2,31	2,44	1,09	-1,11
15	B15	SAGA	1,96	1,73	1,26	-0,87	1,94	1,69	1,26	-0,90
16	E01	CUEC	1,35	1,35	0,00	-1,49	1,33	1,34	0,00	-1,51
17	E02	ESMR	1,77	1,81	0,71	-0,68	1,70	1,75	0,75	-0,73
18	E03	LJEC	3,78	3,79	0,00	-1,54	3,81	3,82	0,00	-1,53
19	E04	MAEC	1,81	1,83	0,79	-0,19	1,83	1,83	0,76	-0,20
20	E05	PTEC	2,25	2,64	0,86	-0,38	2,28	2,66	0,85	-0,38
21	E06	QUEM	3,86	4,68	0,82	-1,31	3,73	4,59	0,84	-1,28
22	E07	QVEC	1,95	2,12	0,85	-1,40	1,93	2,03	0,83	-1,46
23	E08	RIOP	1,93	1,95	0,67	-1,12	1,89	1,91	0,68	-0,99
24	E09	TNEC	1,23	0,83	0,95	-0,24	1,22	0,80	0,95	-0,25
25	I01	AREQ	2,39	2,57	0,72	-0,86	2,35	2,54	0,74	-0,88
26	I02	BRAZ	3,44	4,32	1,08	-1,23	3,48	4,37	1,08	-1,25
27	I03	BRFT	2,27	2,27	0,01	-1,31	2,21	2,21	0,01	-1,34
28	I04	CRO1	3,92	4,35	1,38	-1,41	3,70	4,09	1,42	-1,48
29	I05	GLPS	3,21	3,57	0,67	-0,89	3,17	3,50	0,66	-0,89
30	I06	KOUR	2,78	2,79	1,35	-0,27	2,68	2,71	1,33	-0,24
31	I07	UNSA	3,42	3,62	1,34	-1,21	3,38	3,56	1,36	-1,29

Onde:

GM. *Gauss Markov noise*; PL+WN. *Power Law + White noise*; κ . Índice espectral.

TABELA 30 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE LESTE. CENTRO DE MASSAS CE

ORD	COD	NOME	ECU1				ECU2			
			GM	PL + WN		κ	GM	PL + WN		κ
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}		σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	
1	B01	AMCO	2,01	2,01	0,01	-0,26	2,01	2,01	0,00	-0,26
2	B02	BOAV	2,68	2,51	1,33	-1,18	2,63	2,45	1,36	-1,18
3	B03	CRUZ	1,91	1,91	0,02	-0,61	2,00	2,00	0,01	-0,62
4	B04	MAPA	4,93	5,19	1,71	-1,48	4,92	5,17	1,74	-1,68
5	B05	MTCN	2,39	2,22	1,28	-0,27	2,32	2,16	1,34	-0,27
6	B06	MTCO	2,35	1,70	1,39	-1,21	2,27	1,61	1,38	-1,20
7	B07	NAUS	2,82	2,42	1,33	-0,17	2,80	2,38	1,33	-0,18
8	B08	PAAT	3,55	3,30	1,62	-0,61	3,50	3,25	1,59	-0,76
9	B09	PAIT	1,60	1,60	0,01	-0,77	1,51	1,51	0,01	-0,84
10	B10	POVE	1,92	1,71	1,05	-0,48	1,96	1,77	1,07	-0,46
11	B11	RIOB	1,36	1,36	0,01	-0,58	1,35	1,35	0,01	-0,65
12	B12	ROCD	3,02	3,22	1,21	-1,04	2,99	3,21	1,23	-1,01
13	B13	ROGM	2,30	2,19	1,00	-0,72	2,30	2,19	1,02	-0,76
14	B14	ROJI	2,26	2,21	1,09	-1,13	2,24	2,20	1,10	-1,20
15	B15	SAGA	2,42	2,07	1,42	-0,64	2,46	2,11	1,45	-0,75
16	E01	CUEC	3,13	3,17	0,72	-1,35	2,98	3,11	1,01	-1,40
17	E02	ESMR	3,68	3,86	0,97	-1,41	3,54	3,78	1,11	-1,48
18	E03	LJEC	14,87	14,90	0,00	-1,16	13,94	14,00	0,01	-1,19
19	E04	MAEC	3,03	3,10	1,05	0,04	3,07	3,18	1,04	0,07
20	E05	PTEC	3,38	3,70	1,09	-0,48	3,17	3,48	1,18	-0,52
21	E06	QUEM	4,12	4,91	1,23	-0,92	4,14	5,03	1,25	-0,93
22	E07	QVEC	2,99	2,99	0,79	-1,13	2,82	2,86	1,10	-1,17
23	E08	RIOP	4,04	4,26	1,20	-0,57	3,93	4,10	1,22	-0,71
24	E09	TNEC	2,32	2,17	1,16	-0,02	2,21	2,04	1,24	-0,02
25	I01	AREQ	2,38	2,59	0,99	-1,30	2,30	2,50	1,00	-1,37
26	I02	BRAZ	5,12	6,35	1,58	-0,97	5,06	6,24	1,61	-1,01
27	I03	BRFT	4,21	4,21	0,02	-0,50	4,21	4,21	0,01	-0,51
28	I04	CRO1	5,24	5,73	2,44	-0,83	5,32	5,78	2,45	-0,88
29	I05	GLPS	4,07	4,08	0,01	-0,43	3,66	3,67	0,00	-0,46
30	I06	KOUR	3,76	3,70	1,16	-0,52	3,56	3,48	1,37	-0,56
31	I07	UNSA	3,11	3,05	0,71	-0,38	2,99	2,93	0,72	-0,36

Onde:

GM. *Gauss Markov noise*; PL+WN. *Power Law + White noise*; κ . Índice espectral.

TABELA 31 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE VERTICAL. CENTRO DE MASSAS CE

ORD	COD	NOME	ECU1				ECU2			
			GM	PL + WN		κ	GM	PL + WN		κ
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}		σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	
1	B01	AMCO	4,85	4,85	0,03	-0,03	4,81	4,81	0,03	-0,03
2	B02	BOAV	8,30	8,87	4,98	-1,50	8,26	8,89	4,98	-1,47
3	B03	CRUZ	6,61	6,28	3,58	-1,39	6,62	6,24	3,76	-1,44
4	B04	MAPA	8,80	8,79	0,04	-1,07	8,63	8,63	0,02	-1,07
5	B05	MTCN	8,56	8,44	3,20	-0,67	8,40	8,31	3,44	-0,75
6	B06	MTCO	6,91	6,58	2,51	-1,50	6,73	6,45	2,21	-1,48
7	B07	NAUS	11,22	12,04	4,39	-0,62	11,09	11,92	4,35	-0,64
8	B08	PAAT	10,18	9,57	5,25	-0,63	10,03	9,38	5,33	-0,64
9	B09	PAIT	6,49	6,49	0,05	-0,23	6,51	6,51	0,07	-0,21
10	B10	POVE	6,53	5,84	3,86	-0,52	6,43	5,70	3,85	-0,52
11	B11	RIOB	5,96	5,96	0,02	-1,44	5,86	5,86	0,03	-1,43
12	B12	ROCD	7,49	6,13	4,24	-0,74	7,30	5,44	4,31	-0,75
13	B13	ROGM	9,02	9,02	4,08	-0,37	8,97	8,93	4,11	-0,36
14	B14	ROJI	6,23	5,38	3,80	-0,22	6,06	5,11	3,94	-0,21
15	B15	SAGA	11,95	12,41	5,65	-0,60	11,97	12,52	5,70	-0,66
16	E01	CUEC	5,62	5,57	2,27	-0,38	5,44	5,35	2,37	-0,34
17	E02	ESMR	5,61	5,62	0,03	-1,70	5,47	5,47	0,02	-1,70
18	E03	LJEC	17,39	17,43	0,01	-0,62	17,70	17,74	0,00	-0,64
19	E04	MAEC	5,57	4,40	3,61	-0,02	5,51	4,29	3,63	-0,01
20	E05	PTEC	8,87	9,45	3,46	-0,63	8,69	9,22	3,44	-0,63
21	E06	QUEM	7,85	7,85	0,03	-0,98	7,61	7,63	0,00	-0,98
22	E07	QVEC	5,85	5,85	0,04	-0,40	5,75	5,76	0,03	-0,39
23	E08	RIOP	8,32	8,37	1,55	-0,22	8,12	8,18	1,66	-0,22
24	E09	TNEC	5,03	5,03	0,03	-0,19	5,11	5,11	0,06	-0,19
25	I01	AREQ	8,65	9,44	3,19	-0,62	8,58	9,39	3,18	-0,62
26	I02	BRAZ	10,74	12,25	4,08	-1,00	10,31	11,74	4,10	-1,22
27	I03	BRFT	12,25	12,35	5,22	-1,19	12,27	12,63	5,53	-1,24
28	I04	CRO1	22,49	25,62	8,70	-0,61	22,32	25,24	8,71	-0,68
29	I05	GLPS	9,81	9,82	0,02	-1,00	9,61	9,64	0,02	-1,05
30	I06	KOUR	10,02	9,52	5,44	-0,03	9,84	9,27	5,43	-0,04
31	I07	UNSA	11,35	12,33	5,37	-1,26	10,55	11,46	5,28	-1,32

Onde:

GM. *Gauss Markov noise*; PL+WN. *Power Law + White noise*; κ . Índice espectral.

TABELA 32 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE NORTE. CENTRO DE MASSAS CM

ORD	COD	NOME	ECU3				ECU4			
			GM	PL + WN		κ	GM	PL + WN		κ
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}		σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	
1	B01	AMCO	2,27	2,08	1,16	-1,70	0,94	0,94	0,00	0,13
2	B02	BOAV	2,17	2,14	1,08	-1,26	1,96	1,92	1,02	-1,21
3	B03	CRUZ	1,56	1,44	0,71	-0,95	1,48	1,39	0,58	-0,79
4	B04	MAPA	3,91	4,23	1,26	-1,48	3,55	4,01	1,23	-1,49
5	B05	MTCN	2,64	2,60	1,05	-0,66	2,22	2,27	0,98	-0,29
6	B06	MTCO	2,56	2,50	1,13	-1,21	2,27	2,32	1,10	-1,01
7	B07	NAUS	10,79	11,05	1,19	-0,45	2,48	2,36	1,04	-0,33
8	B08	PAAT	4,05	3,40	1,37	-1,27	3,34	3,40	1,31	-0,32
9	B09	PAIT	3,19	3,25	1,17	-1,25	1,68	1,68	0,00	-0,76
10	B10	POVE	3,17	3,11	1,10	-1,03	2,47	2,48	0,00	-1,02
11	B11	RIOB	3,30	3,06	1,10	-1,55	1,74	1,74	0,01	-1,54
12	B12	ROCD	2,75	2,73	1,08	-0,77	2,64	2,68	1,07	-0,77
13	B13	ROGM	3,39	3,78	0,98	-1,27	3,35	3,74	0,99	-0,66
14	B14	ROJI	2,57	2,54	1,09	-1,21	2,31	2,43	1,09	-1,11
15	B15	SAGA	2,08	1,86	1,24	-1,29	1,94	1,69	1,26	-0,89
16	E01	CUEC	2,30	2,20	0,78	-1,56	1,34	1,34	0,01	-1,53
17	E02	ESMR	2,33	2,35	0,87	-1,62	1,71	1,77	0,75	-0,67
18	E03	LJEC	3,82	3,83	0,00	-1,61	3,81	3,82	0,00	-1,54
19	E04	MAEC	2,88	2,75	0,95	-1,48	1,83	1,82	0,76	-0,20
20	E05	PTEC	2,40	2,69	0,85	-0,82	2,29	2,68	0,86	-0,38
21	E06	QUEM	5,40	5,41	0,86	-1,28	3,72	4,59	0,85	-1,30
22	E07	QVEC	2,90	2,59	0,99	-1,59	1,92	2,02	0,83	-1,47
23	E08	RIOP	1,95	1,96	0,66	-1,56	1,89	1,91	0,69	-1,00
24	E09	TNEC	4,40	3,46	1,07	-1,19	1,23	0,81	0,95	-0,25
25	I01	AREQ	2,79	2,85	0,75	-0,85	2,33	2,51	0,75	-0,89
26	I02	BRAZ	4,57	5,05	1,12	-1,23	3,46	4,37	1,10	-1,26
27	I03	BRFT	2,84	2,89	0,85	-1,32	2,32	2,32	0,01	-1,34
28	I04	CRO1	4,33	4,95	1,49	-1,53	3,64	4,04	1,44	-1,50
29	I05	GLPS	3,22	3,58	0,67	-0,81	3,14	3,49	0,68	-0,89
30	I06	KOUR	2,96	3,06	1,35	-1,70	2,67	2,70	1,33	-0,26
31	I07	UNSA	3,86	3,65	1,34	-1,23	3,37	3,52	1,34	-1,26

Onde:

GM. *Gauss Markov noise*; PL+WN. *Power Law + White noise*; κ . Índice espectral.

TABELA 33 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE LESTE. CENTRO DE MASSAS CM

ORD	COD	NOME	ECU3				ECU4			
			GM	PL + WN		κ	GM	PL + WN		κ
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}		σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	
1	B01	AMCO	2,38	2,38	0,02	-0,36	2,02	2,02	0,01	-0,26
2	B02	BOAV	2,99	2,86	1,48	-1,29	2,61	2,43	1,45	-1,17
3	B03	CRUZ	1,98	1,98	0,00	-0,89	2,05	2,06	0,01	-0,70
4	B04	MAPA	5,77	5,76	1,82	-1,55	4,94	5,22	1,74	-1,67
5	B05	MTCN	2,93	2,67	1,44	-0,73	2,31	2,13	1,32	-0,26
6	B06	MTCO	2,39	1,85	1,38	-1,19	2,26	1,58	1,38	-1,18
7	B07	NAUS	4,14	3,98	1,37	-0,19	2,82	2,42	1,33	-0,20
8	B08	PAAT	3,62	3,35	1,63	-1,37	3,52	3,28	1,61	-0,76
9	B09	PAIT	3,73	3,69	1,66	-1,17	1,54	1,54	0,00	-0,88
10	B10	POVE	2,12	1,90	1,13	-0,55	1,93	1,74	1,01	-0,44
11	B11	RIOB	7,37	6,95	1,34	-0,93	1,37	1,37	0,02	-0,64
12	B12	ROCD	3,05	3,21	1,22	-1,04	3,00	3,21	1,22	-1,01
13	B13	ROGM	2,14	1,97	0,93	-1,06	2,32	2,22	0,95	-0,81
14	B14	ROJI	2,67	2,41	1,17	-1,26	2,23	2,19	1,09	-1,20
15	B15	SAGA	2,95	2,66	1,72	-1,15	2,44	2,10	1,44	-0,69
16	E01	CUEC	5,55	5,44	1,29	-1,19	2,98	3,11	1,01	-1,41
17	E02	ESMR	4,69	4,93	1,35	-1,34	3,53	3,82	1,15	-1,43
18	E03	LJEC	14,90	14,93	0,00	-1,07	13,92	13,97	0,00	-1,18
19	E04	MAEC	4,19	4,43	1,25	-1,22	3,02	3,15	1,13	0,06
20	E05	PTEC	3,38	3,74	1,13	-0,66	3,16	3,48	1,18	-0,47
21	E06	QUEM	5,61	5,90	1,37	-0,97	4,09	5,02	1,28	-0,94
22	E07	QVEC	4,84	4,78	1,36	-1,29	2,85	2,89	1,08	-1,20
23	E08	RIOP	4,13	4,30	1,25	-1,32	3,93	4,11	1,21	-0,71
24	E09	TNEC	3,07	3,37	1,46	-1,70	2,19	2,02	1,37	-0,03
25	I01	AREQ	2,74	2,85	1,04	-1,27	2,34	2,55	1,00	-1,36
26	I02	BRAZ	7,59	8,46	1,61	-0,96	5,05	6,20	1,61	-1,00
27	I03	BRFT	5,33	5,02	2,32	-0,39	4,17	4,17	0,01	-0,48
28	I04	CRO1	5,32	5,80	2,43	-1,10	5,38	5,82	2,45	-0,88
29	I05	GLPS	4,52	4,53	0,01	-0,97	3,57	3,58	0,00	-0,46
30	I06	KOUR	4,41	4,36	1,66	-1,22	3,59	3,50	1,35	-0,68
31	I07	UNSA	3,33	3,15	1,43	-0,63	2,96	2,91	0,63	-0,34

Onde:

GM. *Gauss Markov noise*; PL+WN. *Power Law + White noise*; κ . Índice espectral.

TABELA 34 – MODELO ESTOCÁSTICO. COMPONENTE VERTICAL. CENTRO DE MASSA CM

ORD	COD	NOME	ECU3				ECU4			
			GM	PL + WN		κ	GM	PL + WN		κ
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}		σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	
1	B01	AMCO	6,58	6,16	4,16	-0,76	4,82	4,82	0,03	-0,03
2	B02	BOAV	9,42	8,97	4,96	-1,46	8,23	8,83	4,98	-1,49
3	B03	CRUZ	7,47	7,69	3,89	-1,47	6,62	6,25	3,74	-1,45
4	B04	MAPA	10,66	9,88	4,92	-1,36	8,62	8,63	0,07	-1,09
5	B05	MTCN	8,97	9,02	3,66	-1,00	8,36	8,26	3,45	-0,76
6	B06	MTCO	7,42	6,75	3,81	-1,48	6,71	6,36	2,45	-1,48
7	B07	NAUS	15,25	14,65	4,35	-0,90	11,08	11,93	4,35	-0,64
8	B08	PAAT	13,53	12,65	6,05	-1,29	10,04	9,36	5,18	-0,64
9	B09	PAIT	24,99	22,64	6,90	-1,08	6,51	6,51	0,09	-0,21
10	B10	POVE	7,31	6,71	4,14	-0,55	6,40	5,66	3,86	-0,52
11	B11	RIOB	12,39	12,02	4,20	-1,35	5,87	5,87	0,04	-1,43
12	B12	ROCD	7,87	6,11	4,26	-0,75	7,27	5,35	4,30	-0,75
13	B13	ROGM	9,25	9,23	3,98	-0,83	8,99	8,94	4,11	-0,37
14	B14	ROJI	6,48	5,64	3,93	-0,61	6,06	5,10	3,96	-0,21
15	B15	SAGA	13,32	13,59	5,73	-0,76	11,95	12,50	5,67	-0,65
16	E01	CUEC	7,92	8,13	2,83	-0,74	5,48	5,40	2,35	-0,36
17	E02	ESMR	8,26	8,11	3,64	-1,70	5,48	5,48	0,03	-1,70
18	E03	LJEC	17,47	17,53	0,00	-1,19	17,67	17,70	0,00	-0,59
19	E04	MAEC	6,82	6,03	4,10	-1,56	5,53	4,34	3,62	-0,01
20	E05	PTEC	9,06	9,65	3,47	-0,95	8,70	9,23	3,44	-0,63
21	E06	QUEM	9,35	9,39	2,46	-1,02	7,67	7,68	0,01	-0,99
22	E07	QVEC	9,42	8,67	3,83	-0,64	5,74	5,74	0,01	-0,39
23	E08	RIOP	8,32	8,36	1,64	-1,12	8,14	8,19	1,64	-0,21
24	E09	TNEC	5,98	5,98	0,07	-1,58	5,12	5,11	0,02	-0,19
25	I01	AREQ	8,73	9,56	3,13	-0,63	8,64	9,50	3,19	-0,62
26	I02	BRAZ	13,11	15,28	4,43	-1,03	10,31	11,82	4,12	-1,24
27	I03	BRFT	15,69	16,97	6,09	-1,09	12,65	13,09	5,55	-1,24
28	I04	CRO1	22,98	25,62	8,69	-0,74	22,16	24,95	8,71	-0,70
29	I05	GLPS	10,15	10,18	0,02	-1,12	9,64	9,66	0,03	-1,04
30	I06	KOUR	11,26	10,96	5,50	-0,13	9,72	9,10	5,44	-0,04
31	I07	UNSA	12,25	12,47	5,38	-1,29	10,48	11,35	5,28	-1,30

Onde:

GM. *Gauss Markov noise*; PL+WN. *Power Law + White noise*; κ . Índice espectral.

TABELA 35 – MODELO ESTOCÁSTICO. ESTATÍSTICAS PRINCIPAIS

ORD	COORD	PARÂMETRO	CE			CM		
			GM	PL + WN		GM	PL + WN	
			σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}	σ_{GM}	σ_{PL}	σ_{WN}
1	Norte	Média	0,03	0,03	-0,02	0,91	0,78	0,23
		Mínimo	-0,04	-0,05	-0,52	0,01	0,00	-0,03
		Máximo	0,22	0,26	0,03	0,31	8,69	1,17
2	Leste	Média	0,09	0,08	-0,04	0,96	0,90	0,27
		Mínimo	-0,09	-0,12	-0,31	-0,18	-0,25	-0,05
		Máximo	0,93	0,90	0,03	6,00	5,58	2,31
3	Altura	Média	0,13	0,15	-0,03	2,16	2,00	1,11
		Mínimo	-0,31	-0,31	-0,31	-0,20	-0,17	-0,13
		Máximo	0,80	0,87	0,30	18,48	16,13	6,81

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Em vista dos resultados obtidos na presente pesquisa e em conformidade com o objetivos traçados no início da mesma, é possível concluir que:

- A estratégia de processamento definida no presente trabalho permitiu a obtenção de coordenadas com precisões milimétricas para todo o conjunto de estações processadas, consistentes com as soluções continentais SIRGAS e em conformidade com o estabelecido pelas Convenções da IERS de 2010 para o processamento de dados GNSS, e as diretrizes estabelecidas por SIRGAS para seus centros de análise e processamento. Neste sentido, a presente estratégia pode ser considerada base para a análise de processos e fenômenos físicos que requeiram de um alto grau de precisão em suas soluções.
- Devido à utilização dos produtos orbitais REPRO2 provenientes da segunda campanha de reproprocessamento da IGS, foi possível definir o conjunto completo de coordenadas em um único sistema geodésico de referência, o sistema IGB08, garantindo assim a consistência das soluções durante todo o período de estudo e evitando a geração de sinais de ruído nas coordenadas provenientes da transformação de soluções entre sistemas.
- Analisando a repetibilidade das soluções posicionais obtidas, verificou-se que 28 das 31 estações GNSS processadas, possuíam precisões iguais ou melhores aos 5 mm para a componente horizontal e 15 mm para a componente vertical, sendo que as outras 3 estações, possuíam repetibilidades relativamente similares umas com as outras sem importar o centro de massas no qual estas encontravam-se definidas. Ditos valores, em princípio, devem-se a processos relacionados à proximidade das estações GNSS com vertentes de rio, o qual foi verificado através da decomposição das séries em funções intrínsecas utilizando o algoritmo "*Empirical Mode Decomposition*" e comparando ditas funções com aquelas obtidas através da decomposição das séries de nível médio de água obtidas de 3 estações hidrometeorológicas pertencentes à Agência Nacional de Águas. Os resultados obtidos demonstraram, em primeiro lugar, a eficácia do algoritmo utilizado na decomposição das séries em suas componentes fundamentais, e por sua vez, uma nova forma de modelagem do efeito de carga hidrológica baseado nos dados originais, evitando a construção de harmônicos com períodos preestabelecidos, ajustados ao conjunto de dados.
- Baseados na comparação direta das soluções, foi possível determinar uma melhoria geral na repetibilidade das coordenadas após a implementação do modelo de carga atmosférica, principalmente naquelas soluções definidas no sistema de referência com o centro de massas no CM. No entanto, através do estabelecimento de um teste de hipótese para a

comparação de duas médias, com um nível de significância de 5 por cento, foi possível determinar que ditas diferenças eram insignificantes para os objetivos traçados, sendo que a melhoria das mesmas não atingiu nem sequer ao décimo de milímetro no melhor dos casos.

- Em relação à análise da variância das soluções, demonstrou-se através do cálculo do fator de redução da variância, uma melhoria geral das mesmas após a inclusão do modelo de carga no processamento dos dados, sendo a componente leste aquela que apresenta a maior redução. No entanto, para o caso das estações AMCO, BRAZ, CRUZ, PAAT, PAIT, RIOB e TNEC, obteve-se uma piora na variância, principalmente na sua componente vertical causado, em princípio, pela resposta gerada pela superfície de diversos corpos de água à variação de pressão, ou por processos derivados desta, devido à proximidade das estações com o curso e afluentes do rio Amazonas.
- Analisando os atrasos troposféricos obtidos para cada solução gerada, bem como suas variâncias, foi possível evidenciar uma piora em seus valores pela inclusão do modelo de carga, contrariamente ao que aconteceu com as coordenadas e suas variâncias. No entanto, através do estabelecimento de um teste de hipótese para a comparação das duas médias, com um nível de significância de 5 por cento, foi possível determinar que estas diferenças novamente eram insignificantes para os objetivos traçados, sendo que a melhoria das mesmas foi na ordem do décimo de milímetro para o centro de massas no CE e aos 0,3 mm para o centro de massas no CM.
- Através da análise espectral das diferenças entre as séries das soluções com e sem a modelagem do efeito de carga, foi possível determinar dois sinais remanescentes com períodos de 180 e 365 dias, as quais em princípio coincidem com aqueles resultados obtidos em diversos estudos do efeito de carga. Para uma melhor disseminação dos sinais, foi estabelecida a análise espectral das séries através do estabelecimento de duas técnicas novas, as quais permitiram determinar a presença de dois sinais sobrepostos no período de 365 dias. Um destes sinais foi reconhecido por meio da decomposição e posterior comparação das séries de 2 das 31 estações com valores do nível médio de água obtidos em 2 estações hidrometeorológicas pertencentes à Agência Nacional de Águas e o modelo de carga hidrológica desenvolvido por Dill e Dobslaw (2013). Baseados neste resultados, o principal sinal com período de 1 ano, corresponde ao efeito de carga hidrológica, mesmo que não foi levado em consideração na presente pesquisa devido à falta de um modelo padrão de correção.
- Por meio da aplicação do algoritmo "*Empirical Mode Decomposition*" foi possível filtrar o efeito de carga hidrológica de 5 das 31 estações em estudo, visando com isso obter uma melhoria no cálculo do modelo estocástico das séries. A metodologia utilizada

demonstrou ser eficaz para os objetivos traçados e consistente com modelos e algoritmos mais sofisticados como é o caso do modelo de Dill e Dobslaw (2013).

- A utilização do algoritmo "*Empirical Mode Decomposition*", bem como a Transformada de Hilbert-Huang, recentemente desenvolvida, na análise de séries, demonstrou ser uma metodologia robusta e eficaz para a disseminação dos componentes não lineares que compõem as séries de residuais de coordenadas GPS, sendo útil principalmente naqueles casos nos quais não se tem conhecimento prévio dos possíveis sinais ou harmônicos que podem constituir as mesmas.
- Em relação ao estabelecimento do modelo estocástico das séries, é possível evidenciar que o maior número de estações possuem como modelo, uma combinação de dois sinais de ruído definidos por uma Lei de Potências, sendo um deles um ruído branco. Por outro lado, os resultados demonstram uma melhoria significativa dos desvios padrão dos sinais de ruído que constituem o modelo estocástico das séries provenientes das campanhas de processamento que incluíram a modelagem do efeito de carga atmosférica, sendo o centro de massas no CM, aquele com uma maior redução de seus valores. Assim, neste caso, a implementação do modelo de correção no processamento GNSS, gerou resultados significativos para os objetivos traçados, permitindo estabelecer a base fundamental para estimativas mais precisas dos diversos parâmetros que envolvem o uso de coordenadas.
- Finalmente, e baseados na hipótese proposta no início da presente pesquisa, é possível concluir que esta se cumpre em princípio, sendo o modelo estocástico das soluções o mais favorecido pela modelagem do efeito de carga, no entanto, a melhora na precisão das soluções pode ser considerada insignificante.

Por sua parte, recomenda-se,

- Estabelecer novas pesquisas orientadas ao estudo e modelagem do efeito de carga atmosférica baseados em dados meteorológicos obtidos *in-situ*, com a finalidade de refinar os resultados obtidos através dos modelos atuais, os mesmos que consideram unicamente dados provenientes de modelos numéricos globais.
- Estabelecer novas pesquisas orientadas a análise específica da correlação existente entre o efeito de carga atmosférica e o efeito de carga hidrológica, principalmente naquelas regiões com uma alta descarga de água, como ocorre na Bacia do Rio Amazonas, e zonas andinas e tropicais.
- Estabelecer a presente estratégia de processamento, como estratégia base para a análise de processos e fenômenos físicos que requeiram um alto grau de precisão em suas soluções, incluindo os processos de análise de séries e determinação do modelo estocástico das mesmas apresentados nos APÊNDICES A e B.

REFERÊNCIAS

- AGNEW, D. C. The Time-Domain behavior of Power-Law noises. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 4, p. 333–336, 1992. Citado 2 vezes nas páginas 40 e 148.
- AGNEW, D. C.; LARSON, K. M. Finding the repeat times of the gps constellation. **GPS Solutions**, v. 11, n. 1, p. 71–76, Jan 2007. ISSN 1521-1886. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s10291-006-0038-4>>. Citado na página 105.
- ALIZADEH, M. M. et al. Ionospheric effects on microwave signals. In: **Atmospheric Effects in Space Geodesy**. [S.l.]: Springer, 2013. p. 35–71. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 37.
- ALTAMIMI, Z. et al. ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 121, n. 8, p. 6109–6131, 2016. ISSN 21699356. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 22.
- AMIRI-SIMKOOEI, A. R. On the nature of GPS draconitic year periodic pattern in multivariate position time series. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 5, p. 2500–2511, 2013. ISSN 21699356. Citado 2 vezes nas páginas 58 e 105.
- BAUERSIMA, I. NAVSTAR/Global Positioning System (GPS).(II). Radiointerferometrische Satellitenbeobachtungen. **Mitt. Satell.-Beobachtungsstn. Zimmerwald, Nr. 10, 112 pp.**, v. 10, 1983. Citado na página 32.
- BEUTLER, G. et al. Extended orbit modeling techniques at the CODE processing center of the international GPS service for geodynamics (IGS): theory and initial results. **Manuscr. Geod.**, v. 19, p. 367–386, 1994. Citado na página 34.
- BEVIS, M. et al. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 16, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. Citado na página 87.
- BEVIS, M.; BROWN, A. Trajectory models and reference frames for crustal motion geodesy. **Journal of Geodesy**, 2014. ISSN 09497714. Citado na página 40.
- BLEWITT, G. Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 2003. ISSN 01480227. Citado 5 vezes nas páginas 52, 53, 54, 55 e 57.
- BLEWITT, G. et al. A new global mode of Earth deformation: seasonal cycle detected. **Science**, v. 294, n. 5550, p. 2342–2345, 2001. ISSN 0036-8075. Disponível em: <<http://www.ncbi.nlm.nih.gov/pubmed/11743198>>. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 55.
- BOEHM, J.; HEINKELMANN, R.; SCHUH, H. Short note: A global model of pressure and temperature for geodetic applications. **Journal of Geodesy**, v. 81, n. 10, p. 679–683, 2007. ISSN 09497714. Citado na página 22.
- BOEHM, J. et al. Global Mapping Function (GMF): A new empirical mapping function based on numerical weather model data. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 7, p. 3–6, 2006. ISSN 00948276. Citado na página 37.

- BOEHM, J.; WERL, B.; SCHUH, H. Troposphere mapping functions for GPS and very long baseline interferometry from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts operational analysis data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. 2, p. 1–9, 2006. ISSN 21699356. Citado na página 37.
- BOS, M. S. et al. Fast error analysis of continuous GPS observations. **Journal of Geodesy**, 2008. ISSN 09497714. Citado 2 vezes nas páginas 75 e 150.
- BOS, M. S. et al. Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. **Journal of Geodesy**, v. 87, p. 351–360, 2013. ISSN 09497714. Citado 3 vezes nas páginas 81, 127 e 150.
- BRUNINI, C. et al. Improved Analysis Strategy and Accessibility of the SIRGAS Reference Frame. **International Association of Geodesy Symposia**, v. 136, p. 3–10, 2012. ISSN 09399585. Citado na página 62.
- CLARKE, P. J. et al. Effect of gravitational consistency and mass conservation on seasonal surface mass loading models. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 8, p. 1–5, 2005. ISSN 00948276. Citado na página 20.
- COLLILIEUX, X. et al. Impact of loading effects on determination of the International Terrestrial Reference Frame. **Advances in Space Research**, 2010. ISSN 02731177. Citado na página 22.
- COLLILIEUX, X. et al. Using non-tidal atmospheric loading model in space geodetic data processing : Preliminary results of the IERS analysis campaign. In: **EGU General Assembly 2013**. [S.l.: s.n.], 2013. v. 15, p. 4178. Citado 2 vezes nas páginas 21 e 22.
- COLLILIEUX, X.; VANDAM, T.; ALTAMIMI, Z. **Call for space geodetic solutions corrected for non-tidal atmospheric loading at the observation level**. 2012. Disponível em: <http://geophy.uni.lu/files/call_new2.pdf>. Citado 6 vezes nas páginas 21, 22, 43, 45, 57 e 73.
- DACH, R. et al. Evaluation of the impact of atmospheric pressure loading modeling on GNSS data analysis. **Journal of Geodesy**, v. 85, n. 2, p. 75–91, 2011. ISSN 09497714. Citado 3 vezes nas páginas 22, 49 e 57.
- DACH, R. et al. **User Manual of the Bernese GNSS Software, Version 5.2**. Astronomical Institute, University of Bern, 2015. 884 p. ISBN 978-3-906813-05-9. Disponível em: <<http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU52.pdf>>. Citado 6 vezes nas páginas 25, 30, 32, 33, 62 e 68.
- DAI, A.; WANG, J. Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 22, p. 3874–3891, 1999. Citado 2 vezes nas páginas 49 e 50.
- De Freitas, S. **Teoría das Marés Terrestres**. Curitiba, 2013. Citado na página 43.
- DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. ISSN 00359009. Citado 4 vezes nas páginas 48, 49, 50 e 88.

DILL, R. **Hydrological model LSDM for operational Earth rotation and gravity field variations**. [S.l.], 2008. 35 p. Disponível em: <<http://publications.iass-potsdam.de/pubman/item/escidoc:8770:4/component/escidoc:18157/0809.pdf>>. Citado na página 88.

DILL, R.; DOBSLAW, H. Numerical simulations of global-scale high-resolution hydrological crustal deformations. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 118, n. 9, p. 5008–5017, 2013. ISSN 21699356. Citado 5 vezes nas páginas 87, 88, 112, 136 e 137.

DILL, R. et al. Applying local Green's functions to study the influence of the crustal structure on hydrological loading displacements. **Journal of Geodynamics**, Elsevier Ltd, v. 88, p. 14–22, 2015. ISSN 02643707. Citado 2 vezes nas páginas 43 e 58.

DONG, D. et al. Geocenter variations caused by atmosphere, ocean and surface ground water. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 15, p. 1867–1870, 1997. ISSN 00948276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/97GL01849>>. Citado na página 55.

DUFFY, D. G. The application of Hilbert-Huang transforms to meteorological datasets. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 21, n. 4, p. 599–611, 2004. ISSN 07390572. Citado 2 vezes nas páginas 76 e 154.

EDWARDS, M. Global gridded elevation and bathymetry on 5-minute geographic grid (etopo5). **NOAA, National Geophysical Data Center, Boulder, Colorado, USA**, 1989. Citado na página 48.

ESTEY, L. H.; MEERTENS, C. M. TEQC: The Multi-Purpose Toolkit for GPS/GLONASS Data. **GPS Solutions**, v. 3, n. 1, p. 42–49, 1999. ISSN 1080-5370. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/PL00012778>>. Citado na página 62.

FARRELL, W. Deformation of the Earth by surface loads. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 10, n. 3, p. 761–797, 1972. Citado 8 vezes nas páginas 20, 44, 45, 46, 48, 52, 55 e 57.

FERLAND, R. **IGSMail-5447. Proposed IGS05 Realization**. 2006. Disponível em: <<https://igscb.jpl.nasa.gov/pipermail/igsmail/2006/005518.html>>. Citado na página 62.

FRANZINI, G. **Análise espectral de Hilbert-Huang : Introdução e aplicação em problemas** **Resumo**. 2017. Disponível em: <[http://www.ndf.poli.usp.br/\\$\sim\\$gassi/seminarios/apresentacoes/Franzini_Seminario_HHT.pdf](http://www.ndf.poli.usp.br/\simgassi/seminarios/apresentacoes/Franzini_Seminario_HHT.pdf)>. Citado na página 155.

Freiberger Jr., J. **Investigações Da Calibração Relativa de Antenas GNSS**. Tese (Doutorado) — Universidade Federal do Paraná, 2007. Disponível em: <<http://acervodigital.ufpr.br/bitstream/handle/1884/14051/TESE;jsessionid=94F12CFB424A1DA0582EC371432F24B1?sequence=1>>. Citado na página 39.

GEGOUT, P.; JOHANNES, B. Practical Numerical Computation of Love Numbers and Applications. In: **Geodetic observation-level modelling and systematic biases**. Vienna: [s.n.], 2010. Disponível em: <http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/LOADING/COSTES0701/04_2010_COST_Vienna_Gegout.pdf>. Citado na página 48.

GENG, J. et al. Detecting storm surge loading deformations around the southern North Sea using subdaily GPS. **Geophysical Journal International**, v. 191, n. 2, p. 569–578, 2012. ISSN 0956540X. Citado na página 47.

GÉRARD, P.; LUZUM, B. **IGRS Conventions (2010)**. [S.l.], 2010. v. 36. Disponível em: <<http://www.iers.org/TN36/>>. Citado 9 vezes nas páginas 21, 22, 31, 35, 37, 41, 45, 64 e 71.

GERASIMENKO, M. D.; KATO, T. Establishment of the three-dimensional kinematic reference frame by space geodetic measurements. **Earth Planets and Space**, v. 52, n. 11, p. 959–963, 2000. ISSN 1880-5981. Citado na página 56.

GRIFFITHS, J. **IGSMail-7411. Combined orbits and clocks from the IGS 2nd reprocessing**. 2017. Disponível em: <<https://igs.cb.jpl.nasa.gov/pipermail/igsmail/2017/008601.html>>. Citado na página 62.

GUO, J. Y. et al. Green's function of the deformation of the Earth as a result of atmospheric loading. **Geophysical Journal International**, 2004. ISSN 0956540X. Citado 2 vezes nas páginas 46 e 48.

HALL, M. Resolution and uncertainty in spectral decomposition. **First Break**, v. 24, n. 12, p. 43–47, 2006. Citado na página 153.

HAURWITZ, B.; COWLEY, A. D. The diurnal and semidiurnal barometric oscillations global distribution and annual variation. **Pure and Applied Geophysics**, v. 102, n. 1, p. 193–222, 1973. ISSN 00334553. Citado na página 49.

HERNÁNDEZ-PAJARES, M.; ZORNOZA, J. M. J.; SUBIRANA, J. S. **Procesado de Datos GPS: Código y Fase. Algoritmos, Técnicas y Recetas**. Primera ed. Grupo de Astronomía y Geomática (GAGE), Barcelona, España, 2001. 340 p. ISBN 84-932239-4-2. Disponível em: <http://gage.upc.edu/sites/default/files/TEACHING_MATERIAL/GPS_BOOK/CASTELLANO/PDGPS/LIBRO_PDGPS_gAGE_NAV_08.pdf>. Citado na página 33.

HOFMANN, B.; LICHTENEGGER, H.; COLLINS, J. GPS theory and practice. **Springer Wien New York**, 2001. Citado 3 vezes nas páginas 25, 27 e 33.

HOFMANN-WELLENHOF, B.; MORITZ, H. **Physical geodesy**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2006. Citado na página 46.

HUANG, N. E. et al. The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. **Proceedings of the Royal Society A-Mathematical Physical and Engineering Sciences**, n. May 2014, 1998. ISSN 1364-5021. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/53161%5Cnpapers2://publication/uuid/7A070920-727E-46D6-B24E-1B6C8F7449A3>>. Citado 3 vezes nas páginas 76, 111 e 154.

HUANG, N. E. et al. A confidence limit for the empirical mode decomposition and Hilbert spectral analysis. **Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 459, n. 2037, p. 2317–2345, 2003. ISSN 1364-5021. Disponível em: <<http://rspa.royalsocietypublishing.org/cgi/doi/10.1098/rspa.2003.1123>>. Citado na página 155.

HUANG, N. E.; WU, Z. A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies. **Reviews of Geophysics**, v. 46, n. 2, p. RG2006, jun 2008. ISSN 8755-1209. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2007RG000228>>. Citado 4 vezes nas páginas 76, 111, 155 e 156.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996. Citado 5 vezes nas páginas 44, 48, 49, 50 e 88.

KUMAR, P.; FOUFOULA-GEORGIOU, E. Wavelet analysis for geophysical applications. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 4, p. 385, 1997. ISSN 8755-1209. Citado na página 153.

LAMBECK, K. **Geophysical Geodesy: The Slow Deformations of the Earth**. [S.l.]: Clarendon Oxford, 1988. Citado na página 52.

LANGBEIN, J.; BOCK, Y. High-rate real-time GPS network at Parkfield: Utility for detecting fault slip and seismic displacements. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 15, p. 2–5, 2004. ISSN 00948276. Citado na página 81.

LANGBEIN, J.; JOHNSON, H. Correlated errors in geodetic time series: Implications for time-dependent deformation. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. 10, p. 591–603, 1997. Citado 3 vezes nas páginas 148, 149 e 150.

LANGBEIN, J.; MURRAY, J. R.; SNYDER, H. A. Coseismic and initial postseismic deformation from the 2004 Parkfield, California, earthquake, observed by global positioning system, electronic distance meter, creepmeters, and borehole strainmeters. **Bulletin of the Seismological Society of America**, 2006. ISSN 00371106. Citado na página 40.

LAVALLÉE, D. A. et al. Geocenter motions from GPS: A unified observation model. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 111, n. 5, p. 1–15, 2006. ISSN 21699356. Citado na página 20.

LEANDRO, R. F.; SANTOS, M. C.; LANGLEY, R. B. Wide Area Neutral Atmosphere Models for GNSS Applications. In: **ION GNSS 2006**. [S.l.: s.n.], 2006. p. 1910–1924. Citado na página 22.

LETELLIER, T.; LYARD, F.; LEFEVRE, F. The new global tidal solution: Fes2004. In: **Proceeding of the Ocean Surface Topography Science Team Meeting, St. Petersburg, Florida**. [S.l.: s.n.], 2004. p. 4–6. Citado na página 58.

MANABE, S. et al. Atmospheric load effect on VLBI observations. In: **Chapman Conference on Geodetic VLBI: Monitoring Global Change**. [S.l.: s.n.], 1991. Citado na página 57.

MANDELBROT, B. Fractals: form, chance and dimension. **Fractals: form, chance and dimension., by Mandelbrot, BB. San Francisco (CA, USA): WH Freeman & Co., 16+ 365 p., 1979.** Citado na página 148.

MAO, A. et al. Noise in GPS coordinate time series. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. B2, p. 2797–2816, 1999. Citado na página 149.

MIRANDA, S. A. et al. Análisis de la marea terrestre gravimétrica en la estación San Juan (Argentina). **Boletim de Ciencias Geodesicas**, v. 21, p. 721–729, 2015. ISSN 19822170. Citado na página 41.

MONICO, J. F. G. **Posicionamento pelo GNSS: descrição, fundamentos e aplicações**. [S.l.]: Editora UNESP, 2008. ISBN 9788571397880. Citado 2 vezes nas páginas 29 e 39.

MOREAUX, G. et al. Horizontal and vertical velocities derived from the IDS contribution to ITRF2014, and comparisons with geophysical models. **Geophysical Journal International**, 2016. ISSN 1365246X. Citado na página 40.

MOREIRA, D. M. et al. Comparisons of observed and modeled elastic responses to hydrological loading in the Amazon basin. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 18, p. 9604–9610, 2016. ISSN 19448007. Citado na página 94.

NILSSON, T. et al. Path delays in the neutral atmosphere. In: **Atmospheric Effects in Space Geodesy**. [S.l.]: Springer, 2013. p. 73–136. Citado 3 vezes nas páginas 20, 35 e 36.

PENNA, N. T.; KING, M. A.; STEWART, M. P. GPS height time series: Short-period origins of spurious long-period signals. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 2007. ISSN 21699356. Citado na página 58.

PENNA, N. T.; STEWART, P. Aliased tidal signatures in continuous GPS height time series. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 23, p. 2184, 2003. ISSN 0094-8276. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2003GL018828>>. Citado 2 vezes nas páginas 58 e 105.

PETROV, L.; BOY, J.-P. Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, 2004. Citado 14 vezes nas páginas 20, 21, 22, 44, 46, 48, 49, 50, 57, 67, 72, 73, 74 e 75.

PLAG, H.; BLEWITT, G.; HERRING, T. Towards a Consistent Conventional Treatment of Surface-Load Induced Deformations. **IERS Workshop on Conventions**, 2007. Disponível em: <https://www.bipm.org/utls/en/events/iers/Conv_PP2.pdf>. Citado na página 20.

PONTE, R. M.; RAY, R. D. Atmospheric pressure corrections in geodesy and oceanography: A strategy for handling air tides. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 24, p. n/a—n/a, 2002. ISSN 1944-8007. Citado 4 vezes nas páginas 20, 21, 49 e 50.

RABEL, W.; ZSCHAU, J. Static deformations and gravity changes at the earth's surface due to atmospheric loading. **J. Geophys.**, v. 56, p. 81–89, 1985. Citado 2 vezes nas páginas 51 e 57.

RAY, J. et al. Anomalous harmonics in the spectra of GPS position estimates. **GPS Solutions**, v. 12, n. 1, p. 55–64, 2008. ISSN 10805370. Citado na página 105.

RAY, J.; GURTNER, W. **RINEX Extensions to Handle Clock Information**. 2010. Disponível em: <https://igsb.jpl.nasa.gov/igsb/data/format/rinex_clock302.txt>. Citado na página 34.

RAY, R. D.; PONTE, R. M. Barometric tides from ECMWF operational analyses. **Annales Geophysicae European Geosciences Union**, v. 21, p. 1897–1910, 2003. Citado 4 vezes nas páginas 20, 21, 49 e 50.

REBISCHUNG, P. **IGSMail-6354. Upcoming switch to IGS08/igs08.atx**. 2011. Disponível em: <<https://igsb.jpl.nasa.gov/pipermail/igsmail/2011/006346.html>>. Citado na página 62.

REBISCHUNG, P. **IGSMail-6663. IGB08: An update on IGS08**. 2012. Disponível em: <<https://igsb.jpl.nasa.gov/pipermail/igsmail/2012/006655.html>>. Citado na página 62.

- REHMAN, N.; MANDIC, D. P. Multivariate empirical mode decomposition. **Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences**, v. 466, n. 2117, p. 1291–1302, 2010. ISSN 1364-5021. Disponível em: <<http://rspa.royalsocietypublishing.org/cgi/doi/10.1098/rspa.2009.0502>>. Citado na página 154.
- RODELL, M. et al. The Global Land Data Assimilation System. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. ISSN 0003-0007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/BAMS-85-3-381>>. Citado na página 88.
- SAASTAMOINEN, J. Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging satellites. **Geophysical Monograph Series**, v. 15, n. 4, p. 247–251, 1972. ISSN 0065-8448. Citado 3 vezes nas páginas 20, 42 e 62.
- SANCHES, I. **Compressão sem Perdas de Projeções de Tomografia Computadorizada usando a Transformada Wavelet**. 2017. Disponível em: <<http://www.dainf.ct.utfpr.edu.br/~ionildo/wavelet/cap3.htm>>. Citado 2 vezes nas páginas 153 e 154.
- SÁNCHEZ, L. **Guía para los Centros de Análisis SIRGAS**. 2017. 1–11 p. Disponível em: <http://www.sirgas.org/fileadmin/docs/Guias/2017_03_Guia_para_los_Centros_de_Analisis_SIRGAS_V2_2.pdf>. Citado 2 vezes nas páginas 62 e 64.
- SANZA, J.; ZORNOZA, J.; HERNÁNDEZ-PAJARES, M. **Earth Deformation Effect**. 2011. Citado 2 vezes nas páginas 41 e 42.
- SCARGLE, J. D. Studies in Astronomical Time Series Analysis. II. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data. **The Astrophysical Journal**, v. 263, p. 835 – 853, 1982. Citado 2 vezes nas páginas 74 e 105.
- SCHUH, H. et al. **Memo: A method for the definition of global reference pressure**. [S.l.], 2010. Disponível em: <http://ggosatm.hg.tuwien.ac.at/LOADING/REFPRES/global_reference_pressure_memo.pdf>. Citado 5 vezes nas páginas 20, 21, 22, 48 e 57.
- SEEBER, G. **Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications**. 2nd. ed. [S.l.]: Walter de Gruyter, 2003. 611 p. ISBN 3-11-017549-5. Citado 7 vezes nas páginas 26, 28, 29, 32, 34, 38 e 39.
- SHUBHAM, P.; SAMHITA, G. **Calculation of Right Ascension and Declination**. 2016. <<https://www.hackster.io/30506/calculation-of-right-ascension-and-declination-402218>>. Acessado em 30/11/2017. Citado na página 31.
- SIRGAS. **Estações de monitoramento contínuo SIRGAS**. 2017. <<http://www.sirgas.org/pt/sirgas-con-network/stations/station-list/>>. Acessado em 30/11/2017. Citado na página 60.
- SMITH, E. K.; WEINTRAUB, S. The Constants in the Equation for Atmospheric Refractive Index at Radio Frequencies. **Proceedings of the IRE**, v. 41, n. 8, p. 1035–1037, 1953. ISSN 00968390. Citado na página 37.
- SOUZA, E. M. d. Análise de wavelets para detecção e correção do multicaminho no posicionamento relativo gnss estático e cinemático. Universidade Estadual Paulista (UNESP), 2008. Citado na página 38.

STEIGENBERGER, P.; BOEHM, J.; TESMER, V. Comparison of GMF/GPT with VMF1/ECMWF and implications for atmospheric loading. **Journal of Geodesy**, v. 83, n. 10, p. 943–951, 2009. ISSN 09497714. Citado na página 37.

TARY, J. B. et al. Spectral estimation - What is new? What is next? **Reviews of Geophysics**, p. 723–749, 2014. Citado 2 vezes nas páginas 152 e 153.

TREGONING, P.; VANDAM, T. Atmospheric pressure loading corrections applied to GPS data at the observation level. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 22, p. 1–4, 2005. ISSN 00948276. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 22.

TREGONING, P.; WATSON, C. Atmospheric effects and spurious signals in GPS analyses. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 2009. ISSN 21699356. Citado 6 vezes nas páginas 21, 58, 74, 105, 127 e 171.

TREGONING, P. et al. Detecting hydrologic deformation using GRACE and GPS. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 15, p. 1–6, 2009. ISSN 00948276. Citado na página 43.

TRUBYTSIN, A.; MAKALKIN, A. S. Deformation of the earth's crust due to atmospherical cyclones. **Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth**, v. 12, p. 3437344, 1976. Citado na página 51.

UNAVCO. **GNSS (Global Navigation Satellite Systems)**. 2017. <<https://spotlight.unavco.org/how-gps-works/gps-basics/gnss-global-navigation-satellite-systems.html>>. Acessado em 30/11/2017. Citado na página 25.

VANDAM, T. M.; BLEWITT, G.; HEFTIN, M. B. Atmospheric pressure loading effects on Global Positioning System coordinate determinations. **JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH**, v. 99, n. 10, p. 939–23, 1994. Citado 2 vezes nas páginas 44 e 57.

VANDAM, T. M.; HERRING THOMAS, h. Detection of atmospheric pressure loading using very long baseline interferometry measurements. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B3, p. 4505–4517, 1994. ISSN 01480227. Citado 3 vezes nas páginas 20, 22 e 57.

VANDAM, T. M.; WAHR, J. M. Displacements of the Earth's surface due to atmospheric loading: Effects on gravity and baseline measurements. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 92, n. B2, p. 1281–1286, 1987. ISSN 2156-2202. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 47.

VANDEN-DOOL, H. M. et al. A temporal interpolation method to obtain hourly atmospheric surface pressure tides in Reanalysis 1979–1995. **Journal of Geophysical Research: Atmosphere**, v. 102, n. D18, p. 22013–22024, 1997. ISSN 0148-0227. Citado na página 49.

WATANABE, M. D. B.; ORTEGA, E. Ecosystem services and biogeochemical cycles on a global scale: Valuation of water, carbon and nitrogen processes. **Environmental Science and Policy**, v. 14, n. 6, p. 594–604, 2011. ISSN 14629011. Citado na página 20.

WDOWINSKI, S. et al. Southern California permanent GPS geodetic array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 102, n. B8, p. 18057 – 18070, 1997. ISSN 01480227. Citado na página 58.

WIJAYA, D. D. et al. Atmospheric Pressure Loading. In: BÖHM, J.; SCHUH, H. (Ed.). **Atmospheric Effects in Space Geodesy**. Berlin: Springer Berlin Heidelberg, 2013. p. 137–157. ISBN 978-3-642-36932-2. Citado 15 vezes nas páginas 20, 21, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 72, 74, 96 e 170.

WILLIAMS, S. Description of gps uncertainties within the long term study on anomalous time-dependent subsidence. **National Oceanographic Centre, Liverpool**, 2015. Citado 3 vezes nas páginas 75, 148 e 151.

WILLIAMS, S. D. P. The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. **Journal of Geodesy**, v. 76, p. 483–494, 2003. ISSN 09497714. Citado 3 vezes nas páginas 75, 148 e 150.

WILLIAMS, S. D. P. CATS: GPS coordinate time series analysis software. **GPS Solutions**, v. 2, p. 147–153, 2008. ISSN 10805370. Citado na página 150.

WILLIAMS, S. D. P.; PENNA, N. T. Non-tidal ocean loading effects on geodetic GPS heights. **Geophysical Research Letters**, 2011. ISSN 00948276. Citado na página 58.

WUNSCH, C.; STAMMER, D. Atmospheric loading and the oceanic “inverted barometer” effect. **Reviews of Geophysics**, v. 35, n. 1, p. 79, 1997. ISSN 8755-1209. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/96RG03037>>. Citado na página 47.

ZEIMETZ, P.; KUHLMANN, H. On the accuracy of absolute GNSS antenna calibration and the conception of a new anechoic chamber. **Proceedings of the FIG Working Week**, v. 14, n. June 2008, p. 19, 2008. Citado na página 39.

ZHANG, J. et al. Southern California Permanent GPS Geodetic Array. Error Analysis of Daily Position Estimates and Sites Velocities. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. B8, p. 18035–18055, 1997. Citado na página 149.

APÊNDICES

APÊNDICE A – ANÁLISE DO MODELO ESTOCÁSTICO DAS SOLUÇÕES

Agnew (1992), demonstrou que o espectro de muitos fenômenos geofísicos pode ser representado através de uma Lei de Potências P função da frequência f do mesmo. Isto é:

$$P(f) = P_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^k \quad (\text{A.1})$$

Onde:

P_0 e f_0	Constantes.
f	Frequência espacial ou temporal.
k	Índice espectral.

Normalmente, o índice espectral k encontra-se no intervalo de -3 a 1 (WILLIAMS, 2003), e pode ser caracterizado de acordo com Mandelbrot (1979) de forma tal que: Processos no intervalo $-3 < k < -1$ são chamados de "fractional Brownian motion" e processos no intervalo $-1 < k < 1$, de "Fractional white noise". Alguns casos particulares destes modelos estocásticos podem ser definidos quando o índice k é um número inteiro. Assim quando: $k = 0$ o modelo é chamado de "classical white noise", $k = -1$ de "flicker noise" e $k = -2$ de "random-walk noise".

O modelo de Agnew (1992), é considerado um modelo heurístico simplificado, isto é, baseado em sua natureza física (WILLIAMS, 2015), o qual faz que seu cálculo possa ser realizado sem precisar de uma explicação particular dos fenômenos que compõem sua estrutura (correlação de sinais). No entanto, seu principal problema surge no momento de avaliar dados com modelos estocásticos mistos, os quais não podem ser representados de forma correta sem o estudo de sua correlação (WILLIAMS, 2003). Uma alternativa útil para abordar este problema, é através do cálculo das amplitudes dos sinais de ruído baseados no uso do Estimador de Máxima Verossimilhança (em inglês: Maximum Likelihood Estimator, MLE) conforme a metodologia estabelecida por Langbein e Johnson (1997). Isto é:

Seja, \mathbf{x} o vetor de residuais (Gaussiano), a função de distribuição conjunta para a matriz de covariância C , pode ser calculada através da equação:

$$lik(\mathbf{x}, C) = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{n}{2}} (\det(C))^{\frac{1}{2}}} \exp\left(-\frac{1}{2} \mathbf{x}^t C^{-1} \mathbf{x}\right) \quad (\text{A.2})$$

Onde:

n Número de dados avaliados.

Sua função logarítmica de Verossimilhança (em inglês: Log-Likelihood Function) por sua parte, pode ser obtida através da equação:

$$\ln [lik(\mathbf{x}, C)] = -\frac{1}{2} \left[\ln (\det (C)) + \mathbf{x}^t C^{-1} \mathbf{x} + n \ln (2\pi) \right] \quad (A.3)$$

Para a obtenção da melhor solução, a matriz de covariância tem que ser ajustada até que a estimativa de verossimilhança seja maximizada.

É importante salientar que, uma vez que o vetor de dados \mathbf{x} é o vetor de residuais de um modelo linear, o qual inclui a intercepção, taxa (ou taxas) secular, offsets e sinais periódicos, os parâmetros precisam ser avaliados em conjunto com a matriz de covariância estimada. Finalmente, de acordo com Langbein e Johnson (1997), Mao et al. (1999) e Zhang et al. (1997), a matriz de covariância C pode ser calculada pela equação:

$$C = \sigma_{wh}^2 I + \sigma_{rw}^2 C_{rw} + \sigma_{fl}^2 C_{fl} \quad (A.4)$$

Onde:

σ_{wh}^2	Variância do modelo estocástico "white noise".
σ_{rw}^2	Variância do modelo estocástico "random-walk noise".
σ_{fl}^2	Variância do modelo estocástico "flicker noise".
C_{rw}	Matriz de covariância do modelo estocástico "random-walk noise".
C_{fl}	Matriz de covariância do modelo estocástico "flicker noise".
I	Matriz unitária.

Ou através da equação:

$$C = \sigma_{wh}^2 I + \sigma_{pl}^2 C_{pl} \quad (A.5)$$

Onde:

σ_{pl}^2	Variância do modelo estocástico "power law".
C_{pl}	Matriz de covariância do modelo estocástico "power law".

O modelo "power law", permite estabelecer um modelo estocástico para qualquer sinal de ruído correlacionado temporalmente (frequentemente um sinal de ruído baseado na Lei de Potências com um índice espectral, k), incluso a partir da adição de dois modelos. Exemplo disto é a combinação dos modelos: "random-walk noise" e "flicker noise" (Equação A.4).

Williams (2008) por sua vez, estabeleceu uma alternativa muito mais simples ao modelo de covariâncias de Langbein e Johnson (1997), baseado na transformação das variâncias dos sinais de ruído em duas variáveis correlacionadas. Isto é:

$$\sigma_1 = \sigma \cos \phi \quad (\text{A.6})$$

$$\sigma_2 = \sigma \sin \phi \quad (\text{A.7})$$

Onde:

ϕ	Parâmetro de correlação angular.
σ	Parâmetro de correlação escalar.

Com o qual, obtém-se que:

$$C = \sigma^2 (\cos^2 \phi I + \sin^2 \phi E(k)) \quad (\text{A.8})$$

Ou, seu modelo generalizado:

$$C = \sigma^2 [\phi_1 E_1 + (1 - \phi_1) \phi_2 E_2 + (1 - \phi_1) (1 - \phi_2) \phi_3 E_3 + \dots + (1 - \phi_1) (1 - \phi_2) \dots \phi_N E_N] \quad (\text{A.9})$$

Onde:

σ^2	A variância total do ruído.
I	Matriz unitária.
E	Matriz de covariância do modelo estocástico, função do índice k .

No modelo (Equações A.8 e A.9), a distribuição das magnitudes dos sinais de ruído é controlada pelo parâmetro ϕ , o qual varia no intervalo de 0 a 1. Uma análise detalhada do cálculo das covariâncias para os diferentes modelos estocásticos avaliados na presente pesquisa (Secção 3.2.2.3), pode ser obtido em Williams (2003) e Bos et al. (2008), Bos et al. (2013).

Finalmente, e com o objetivo de avaliar o melhor modelo entre o conjunto dos modelos usados, apresenta-se como critério de avaliação:

- Critério de Informação Bayesiano, definido pela equação:

$$BIC = p \ln(n) + 2 \ln[lik(x, C)] \quad (A.10)$$

Onde:

p Número de parâmetros estimados (lineares e estocásticos).

n Número de dados avaliados.

O melhor modelo será aquele com o menor valor do BIC. Se o número de parâmetros entre os diferentes modelos permanece constante, então o BIC é igual ao MLE (WILLIAMS, 2015).

APÊNDICE B – ANÁLISE ESPECTRAL DE SERIES TEMPORAIS

B.1 TRANSFORMADA DE FOURIER DE CURTO TERMO

Seja $x(t)$ uma função contínua da variável real t (na presente pesquisa definida como o conjunto de residuais obtidos para cada uma das componentes das 31 estações analisadas). Sua transformada de Fourier, denotada por $FT\{x(t)\}$, é definida pela equação:

$$FT\{x(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad (B.1)$$

Onde:

t	tempo.
f	frequência.
i	$\sqrt{-1}$.

Isto é, o produto interno da função $x(t)$ com um conjunto de exponenciais complexas que constituem uma base ortonormal.

A principal vantagem da Transformada de Fourier é a transposição de uma função no domínio da frequência, onde seu conteúdo pode ser analisado em termos de funções de senos e cossenos de duração infinita. No entanto, para que isso seja possível, é necessário que a função $x(t)$ seja uma função contínua, de quadrado integrável e estacionária em todo o intervalo de tempo t (TARY et al., 2014), tornando a Equação B.1 inapropriada para descrever sinais cuja resposta em frequência varia no tempo. Uma alternativa a este problema, é a denominada Transformada de Fourier de Curto Termo (em inglês: Short-Time Fourier Transform, STFT), a qual pode ser definida como uma versão alternativa da Transformada de Fourier (Equação B.1), a qual usa funções "janela" no tempo, e seus respectivos deslocamentos, como bases para sua implementação. Isto é:

$$STFT(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) w(t - \tau) e^{-i2\pi ft} dt \quad (B.2)$$

Onde:

$w(t - \tau)$	Função janela centrada em τ (usualmente uma função Gaussiana o de Hann).
τ	Índice de deslocamento da função janela.

Assim, quando baixas frequências são observadas para a função $x(t)$, é necessária uma longa observação no tempo, e vice-versa, quando altas frequências são observadas, somente uma curta observação no tempo é necessária (SANCHES, 2017).

Um aspecto importante da STFT, é que ela segue o Princípio de Incerteza de Heisenberg/Gabor (HALL, 2006), o qual estabelece que não é possível obter a informação exata da frequência de um sinal e o instante exato no tempo/espaco onde esta frequência ocorreu. O único que se pode conhecer a partir de sua análise, é o intervalo de tempo no qual certas bandas de frequência existem, pelo qual, não é possível obter alta resolução em tempo e frequência simultaneamente (SANCHES, 2017).

B.2 TRANSFORMADA DE WAVELET CONTINUA

A Transformada Continua de Wavelet, ao contrário da Transformada de Fourier, decompor a função $x(t)$ em componentes locais, amplificados e transladados no tempo, gerados de uma única função $\psi(t)$, chamada por sua vez de "wavelet" mãe (TARY et al., 2014). Isto é, o produto interno da função $x(t)$ com a função "wavelet" mãe $\psi(t)$ deslocada e amplificada no tempo. Sua equação é:

$$W(a, \tau) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi * \left(\frac{t - \tau}{a} \right) dt \quad (\text{B.3})$$

Onde:

a Fator de escala ($a > 0$ para dilatação e $a < 0$ para contração de $\psi(t)$).

τ Deslocamento no tempo/espaco.

Para todo $a, \tau \in R$, onde $a \neq 0$. A seleção da função "wavelet" mãe por sua parte, é realizado com base nas características específicas da função $x(t)$ com a finalidade de melhorar a representação do sinal (KUMAR; FOUFOULA-GEORGIOU, 1997). Na presente pesquisa, por exemplo, foi escolhido a função wavelet de Morlet, a qual é uma função exponencial complexa (Fourier) com um envelope Gaussiano que garante a localização dos sinais. Sua equação é:

$$\psi(t) = \pi^{-1/4} e^{-i\omega t} e^{-t^2/2} \quad (\text{B.4})$$

Onde:

ω Frequência angular ($\omega_0 \geq 5$).

É importante salientar que, para que a transformada Wavelet seja inversa (possibilidade de reconstrução da função original a partir dos componentes espectrais), a função $\psi(t)$ deve satisfazer à condição de admissibilidade. Isto é:

$$C_\psi = 2\pi \int_0^\infty |\omega|^{-1} |\hat{\psi}(\omega)|^2 d\omega < \infty \quad (\text{B.5})$$

Onde:

$\hat{\psi}(\omega)$ Transformada de Fourier da Wavelet mãe $\psi(t)$.

A condição de admissibilidade, implica que a transformada de Fourier de $\psi(t)$ é nula na frequência zero, e por conseguinte a função deve oscilar. Em outras palavras, $\psi(t)$ tem que ser uma onda (SANCHES, 2017). Se a condição de admissibilidade for satisfeita, a transformada de Wavelet Contínua é invertível e sua transformada inversa pode ser calculada através da equação:

$$x(t) = \frac{1}{C_\psi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} W(a, \tau) \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t - \tau}{a}\right) \frac{da d\tau}{a^2} \quad (\text{B.6})$$

Entre as principais vantagens da Transformada de Wavelet, tem-se que ela gera uma decomposição local (análise da série em intervalos) o qual permite a correta representação de processos não estacionários, e por outro lado, que tem uma resolução temporal uniforme para todas as escalas de frequências obtidas, pelo qual, permite caracterizar de forma simples as mudanças graduais das mesmas (DUFFY, 2004).

B.3 TRANSFORMADA DE HILBERT-HUANG

A Transformada de Hilbert-Huang, compreende duas etapas principais: a decomposição da função $x(t)$, em funções intrínsecas (em inglês: Intrinsic mode functions, IMF) a partir do algoritmo chamado de "Empirical Mode Decomposition", ou simplesmente EMD (HUANG et al., 1998), e o cálculo da frequência instantânea de cada IMF a partir da Transformada de Hilbert. O EMD, é um método desenvolvido por Huang et al. (1998) totalmente orientado para a análise de dados multiescala provenientes de sinais não-lineares e não estacionários. Este se fundamenta na decomposição do sinal original em um conjunto finito de componentes de amplitude e/ou frequência modulada (AM/FM), denominados IMF, os quais representam seus modos oscilantes inerentes (REHMAN; MANDIC, 2010). Isto é:

Seja $x(t)$ uma função contínua da variável real t , o algoritmo EMD encontra um conjunto N de IMFs $\{C_i(t)\}_{i=1}^N$ de maneira tal que:

$$x(t) = \sum_{i=1}^N C_i(t) + r(t) \quad (\text{B.7})$$

Onde:

$r(t)$ Sinal residual monotônico.

Para garantir oscilações intrínsecas matematicamente funcionais, as IMFs têm que ser definidas de tal forma que (FRANZINI, 2017): i) Número de extremos e número de cruzamentos nulos sejam os mesmos, ou diferiam no máximo por um, e, ii) que a média local, definida pela envoltória dos máximos e dos mínimos, seja nula. Desta maneira, o algoritmo EMD pode ser resumido em 5 principais passos. Estes são:

1. Definição dos extremos (máximos e mínimos) da função $x(t)$.
2. Interpolação (spline cúbica) entre todos os mínimos e máximos para obter o envelope inferior $e_{min}(t)$ e superior $e_{max}(t)$ da função.
3. Cálculo da média local $m(t) = [e_{min}(t) + e_{max}(t)]/2$.
4. Obtenção do primeiro "modo oscilatório" $s(t)$, através da subtração da média local $m(t)$ da função $x(t)$.
5. Se $s(t)$ cumpre com os critérios de finalização (em inglês: stopping criteria), então define-se $C_i(t) = s(t)$ como a primeira IMF, caso contrário, $x'(t) = s(t)$ e repete-se o processo a partir do passo 1.

O mesmo procedimento é aplicado iterativamente ao residual $r'(t) = x(t) - C_i(t)$ até extrair todos os IMF restantes. O critério de finalização termina o processo somente após o número de cruzamentos nulos e extremos sejam iguais ou, difiram no máximo por um, e permanecem iguais para S vezes consecutivas (HUANG; WU, 2008). Huang et al. (2003), sugeriu que o intervalo ótimo para S deve estar entre 3 e 8, mas o número mais baixo sempre será o preferido.

Uma vez obtido todas as funções intrínsecas $\{C_i(t)\}_{i=1}^N$ para a função avaliada $x(t)$, o próximo passo é calcular a Transformada de Hilbert para cada uma das IMFs. Isto é:

$$\hat{C}_i(t) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{C_i(\tau)}{t - \tau} d\tau \quad (\text{B.8})$$

A partir disto, obtém-se a função analítica:

$$z(t) = C_i(t) + i\hat{C}_i(t) = a(t) e^{i\theta(t)} \quad (\text{B.9})$$

Onde:

$a(t)$ Amplitude instantânea, definida pela equação:

$$a(t) = \sqrt{C_i(t)^2 + \hat{C}_i(t)^2} \quad (\text{B.10})$$

$\theta(t)$ Fase instantânea, definida pela equação:

$$\theta(t) = \arctan \frac{\hat{C}_i(t)}{C_i(t)} \quad (\text{B.11})$$

Com a amplitude instantânea $a(t)$ definida, a frequência instantânea de cada IMF, simplesmente é:

$$\omega = \frac{d\theta}{dt} \quad (\text{B.12})$$

Finalmente, com a amplitude e a frequência como função do tempo, é possível expressar a amplitude (ou energia, o quadrado de amplitude) em termos de função de tempo e frequência, $H(\omega, t)$, o qual é chamado de espectro de Hilbert-Huang (HUANG; WU, 2008). O espectro marginal, por sua parte, é definido pela equação:

$$h(\omega) = \int_0^T H(\omega, t) dt \quad (\text{B.13})$$

Onde:

$[0, T]$ Domínio temporal dentro do qual a função $x(t)$ é definida.

APÊNDICE C – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO POR SOLUÇÃO

TABELA 36 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU1

ORD	COD	NOME	COMPONENTE NORTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1545,96	1541,72	1548,95	1566,71	WN
2	B02	BOAV	3541,26	3609,69	3538,48	3560,21	FL+WN
3	B03	CRUZ	1636,40	1643,91	1641,10	1656,28	GM
4	B04	MAPA	3874,86	4094,57	3863,00	3882,81	FL+WN
5	B05	MTCN	2700,33	2780,92	2697,46	2715,44	FL+WN
6	B06	MTCO	3418,44	3555,19	3397,44	3399,72	FL+WN
7	B07	NAUS	3614,89	3701,84	3615,75	3639,75	GM
8	B08	PAAT	3843,32	4099,83	3817,65	3816,07	RW+WN
9	B09	PAIT	3512,22	3516,97	3523,45	3544,86	GM
10	B10	POVE	3906,77	3967,11	3919,47	3956,86	GM
11	B11	RIOB	3430,61	3446,45	3441,90	3458,31	GM
12	B12	ROCD	3599,79	3866,74	3580,32	3592,53	FL+WN
13	B13	ROGM	3562,53	4076,56	3541,90	3554,89	FL+WN
14	B14	ROJI	3533,09	3684,71	3511,47	3515,93	FL+WN
15	B15	SAGA	3819,95	3845,98	3814,86	3828,80	FL+WN
16	E01	CUEC	2153,43	2183,33	2163,48	2188,60	GM
17	E02	ESMR	3115,84	3193,18	3116,15	3137,05	GM
18	E03	LJEC	3497,42	3796,01	3505,56	3584,45	GM
19	E04	MAEC	2767,77	2821,43	2768,01	2788,35	GM
20	E05	PTEC	1667,69	1767,93	1661,22	1668,15	FL+WN
21	E06	QUEM	2446,94	2818,47	2440,50	2447,84	FL+WN
22	E07	QVEC	2392,16	2490,58	2385,66	2396,77	FL+WN
23	E08	RIOP	2871,61	3060,84	2868,64	2898,96	FL+WN
24	E09	TNEC	2122,57	2117,75	2125,66	2136,80	WN
25	I01	AREQ	3002,23	3376,28	2988,00	3015,24	FL+WN
26	I02	BRAZ	3700,49	3997,64	3685,72	3688,84	FL+WN
27	I03	BRFT	3821,80	3842,83	3836,29	3869,39	GM
28	I04	CRO1	4416,41	4606,09	4409,42	4435,43	FL+WN
29	I05	GLPS	1482,03	1651,47	1480,16	1499,75	FL+WN
30	I06	KOUR	2999,74	3109,36	2980,65	2981,74	FL+WN
31	I07	UNSA	4131,04	4329,38	4117,00	4131,20	FL+WN

TABELA 37 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU1

ORD	COD	NOME	COMPONENTE LESTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1627,52	1632,18	1633,53	1646,60	GM
2	B02	BOAV	4208,84	4250,65	4210,28	4231,00	GM
3	B03	CRUZ	2017,46	2017,30	2024,37	2037,54	WN
4	B04	MAPA	4539,31	4797,37	4527,89	4544,70	FL+WN
5	B05	MTCN	3141,08	3169,26	3141,73	3159,59	GM
6	B06	MTCO	3804,77	3874,15	3790,80	3796,36	FL+WN
7	B07	NAUS	3663,51	3825,63	3646,29	3650,08	FL+WN
8	B08	PAAT	4266,62	4422,84	4250,00	4261,09	FL+WN
9	B09	PAIT	4006,55	4000,17	4008,78	4034,66	WN
10	B10	POVE	3786,53	3807,35	3789,43	3807,61	GM
11	B11	RIOB	3573,53	3566,83	3575,49	3603,55	WN
12	B12	ROCD	4014,26	4170,83	4006,34	4030,51	FL+WN
13	B13	ROGM	3904,23	3938,97	3907,71	3929,06	GM
14	B14	ROJI	3700,75	3781,45	3697,07	3717,31	FL+WN
15	B15	SAGA	4349,01	4360,73	4352,48	4370,67	GM
16	E01	CUEC	3089,21	3188,79	3092,28	3117,24	GM
17	E02	ESMR	4153,98	4309,88	4154,61	4180,34	GM
18	E03	LJEC	5387,34	5844,76	5387,78	5487,58	GM
19	E04	MAEC	3365,45	3461,82	3366,09	3393,57	GM
20	E05	PTEC	2119,79	2216,49	2117,61	2136,14	FL+WN
21	E06	QUEM	2947,30	3112,48	2942,66	2956,44	FL+WN
22	E07	QVEC	3070,87	3153,62	3074,42	3099,10	GM
23	E08	RIOP	3914,76	4394,52	3892,55	3905,84	FL+WN
24	E09	TNEC	2574,78	2591,20	2577,15	2594,64	GM
25	I01	AREQ	3443,35	3610,27	3429,12	3443,67	FL+WN
26	I02	BRAZ	4500,86	4794,94	4488,48	4491,75	FL+WN
27	I03	BRFT	5149,90	5168,96	5163,77	5187,73	GM
28	I04	CRO1	5304,45	5447,01	5285,46	5298,69	FL+WN
29	I05	GLPS	2081,51	2121,36	2090,27	2121,21	GM
30	I06	KOUR	3431,94	3512,07	3435,18	3458,16	GM
31	I07	UNSA	4501,78	4556,18	4510,35	4542,69	GM

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 38 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU1

ORD	COD	NOME	COMPONENTE VERTICAL				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	2810,25	2804,31	2811,36	2827,09	WN
2	B02	BOAV	6656,26	6701,15	6645,07	6650,58	FL+WN
3	B03	CRUZ	3224,11	3237,01	3225,07	3240,48	GM
4	B04	MAPA	6627,31	6640,27	6639,06	6660,07	GM
5	B05	MTCN	4965,27	5024,09	4967,40	4989,64	GM
6	B06	MTCO	6178,99	6213,25	6184,44	6209,76	GM
7	B07	NAUS	6165,80	6423,52	6143,39	6137,32	RW+WN
8	B08	PAAT	6978,95	7016,18	6980,01	7000,34	GM
9	B09	PAIT	6496,12	6489,36	6498,01	6526,79	WN
10	B10	POVE	6446,74	6471,77	6447,10	6465,36	GM
11	B11	RIOB	5992,65	5999,84	6001,23	6016,73	GM
12	B12	ROCD	6473,05	6546,59	6463,53	6472,36	FL+WN
13	B13	ROGM	6447,83	6620,40	6432,04	6445,10	FL+WN
14	B14	ROJI	6369,18	6391,15	6369,90	6389,46	GM
15	B15	SAGA	7173,90	7274,29	7164,96	7182,95	FL+WN
16	E01	CUEC	4376,39	4428,22	4378,23	4402,31	GM
17	E02	ESMR	6061,61	6076,91	6069,96	6090,83	GM
18	E03	LJEC	6795,97	7069,19	6807,79	6893,68	GM
19	E04	MAEC	5295,41	5297,65	5298,05	5309,16	GM
20	E05	PTEC	3310,17	3396,53	3306,28	3322,14	FL+WN
21	E06	QUEM	4449,19	4498,19	4457,26	4484,08	GM
22	E07	QVEC	4664,60	4673,81	4674,11	4694,38	GM
23	E08	RIOP	5950,35	6131,97	5955,87	6000,74	GM
24	E09	TNEC	4068,26	4061,97	4069,73	4090,28	WN
25	I01	AREQ	5951,98	6260,12	5928,00	5928,04	FL+WN
26	I02	BRAZ	6558,29	6708,79	6551,13	6566,81	FL+WN
27	I03	BRFT	7006,66	7055,08	7007,49	7029,03	GM
28	I04	CRO1	8152,25	8457,26	8123,71	8124,03	FL+WN
29	I05	GLPS	2863,43	2919,11	2868,21	2893,29	GM
30	I06	KOUR	5168,30	5236,59	5153,97	5158,23	FL+WN
31	I07	UNSA	7073,44	7209,32	7051,63	7063,73	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 39 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU2

ORD	COD	NOME	COMPONENTE NORTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1526,82	1522,96	1530,19	1547,91	WN
2	B02	BOAV	3519,92	3576,83	3517,30	3538,16	FL+WN
3	B03	CRUZ	1636,23	1643,54	1640,08	1654,65	GM
4	B04	MAPA	3884,65	4102,43	3873,69	3894,41	FL+WN
5	B05	MTCN	2700,48	2780,31	2696,90	2714,34	FL+WN
6	B06	MTCO	3416,52	3552,77	3394,88	3396,55	FL+WN
7	B07	NAUS	3602,38	3686,87	3601,71	3623,56	FL+WN
8	B08	PAAT	3846,57	4108,43	3820,95	3819,56	RW+WN
9	B09	PAIT	3490,43	3496,59	3501,79	3523,36	GM
10	B10	POVE	3896,28	3955,67	3908,63	3945,02	GM
11	B11	RIOB	3434,52	3451,21	3445,63	3463,00	GM
12	B12	ROCD	3588,46	3851,73	3567,80	3579,15	FL+WN
13	B13	ROGM	3561,73	4079,95	3540,42	3551,87	FL+WN
14	B14	ROJI	3528,88	3682,38	3505,23	3507,45	FL+WN
15	B15	SAGA	3813,21	3837,69	3808,47	3821,80	FL+WN
16	E01	CUEC	2147,81	2176,86	2156,70	2180,28	GM
17	E02	ESMR	3102,23	3170,61	3101,54	3120,49	FL+WN
18	E03	LJEC	3505,16	3805,57	3513,26	3592,78	GM
19	E04	MAEC	2779,09	2832,56	2780,25	2801,36	GM
20	E05	PTEC	1673,67	1776,23	1667,28	1674,72	FL+WN
21	E06	QUEM	2431,53	2787,75	2423,77	2427,27	FL+WN
22	E07	QVEC	2402,61	2492,33	2398,42	2412,11	FL+WN
23	E08	RIOP	2859,04	3042,65	2855,08	2883,95	FL+WN
24	E09	TNEC	2124,53	2119,38	2126,76	2138,84	WN
25	I01	AREQ	2989,46	3370,25	2971,66	2992,82	FL+WN
26	I02	BRAZ	3707,78	4013,08	3692,83	3695,44	FL+WN
27	I03	BRFT	3805,48	3824,24	3820,35	3851,71	GM
28	I04	CRO1	4405,54	4567,02	4397,92	4421,47	FL+WN
29	I05	GLPS	1483,38	1647,77	1481,79	1502,20	FL+WN
30	I06	KOUR	2985,63	3086,64	2965,56	2966,81	FL+WN
31	I07	UNSA	4117,51	4324,39	4099,35	4109,57	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 40 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU2

ORD	COD	NOME	COMPONENTE LESTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1622,93	1627,70	1628,65	1641,44	GM
2	B02	BOAV	4203,73	4241,92	4204,74	4223,98	GM
3	B03	CRUZ	2057,39	2058,05	2064,94	2078,63	GM
4	B04	MAPA	4530,99	4794,51	4517,78	4530,59	FL+WN
5	B05	MTCN	3117,33	3143,35	3115,79	3132,30	FL+WN
6	B06	MTCO	3781,99	3845,28	3764,95	3769,54	FL+WN
7	B07	NAUS	3652,75	3818,40	3633,30	3635,69	FL+WN
8	B08	PAAT	4225,81	4385,45	4208,04	4218,61	FL+WN
9	B09	PAIT	3975,69	3970,15	3978,77	4004,66	WN
10	B10	POVE	3810,09	3834,40	3812,63	3832,09	GM
11	B11	RIOB	3575,37	3568,64	3577,32	3605,88	WN
12	B12	ROCD	4004,99	4158,94	3995,48	4017,54	FL+WN
13	B13	ROGM	3907,35	3942,27	3910,60	3931,62	GM
14	B14	ROJI	3682,59	3764,84	3677,52	3696,56	FL+WN
15	B15	SAGA	4359,16	4372,39	4362,19	4380,60	GM
16	E01	CUEC	3061,26	3155,25	3061,33	3081,79	GM
17	E02	ESMR	4145,87	4286,91	4144,90	4165,21	FL+WN
18	E03	LJEC	5347,64	5795,57	5347,69	5445,64	GM
19	E04	MAEC	3328,33	3433,50	3328,30	3355,79	FL+WN
20	E05	PTEC	2146,89	2222,27	2144,07	2161,23	FL+WN
21	E06	QUEM	2945,38	3115,62	2939,78	2953,17	FL+WN
22	E07	QVEC	3067,36	3138,06	3067,73	3087,40	GM
23	E08	RIOP	3897,56	4370,46	3871,06	3878,44	FL+WN
24	E09	TNEC	2567,46	2579,52	2568,96	2585,83	GM
25	I01	AREQ	3433,23	3579,46	3418,11	3432,94	FL+WN
26	I02	BRAZ	4469,33	4774,78	4452,65	4446,79	RW+WN
27	I03	BRFT	5159,59	5178,08	5173,26	5197,75	GM
28	I04	CRO1	5327,20	5472,86	5308,65	5322,27	FL+WN
29	I05	GLPS	2003,05	2038,71	2010,98	2039,82	GM
30	I06	KOUR	3403,18	3475,00	3404,54	3424,14	GM
31	I07	UNSA	4465,30	4513,44	4473,67	4504,48	GM

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 41 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU2

ORD	COD	NOME	COMPONENTE VERTICAL				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	2810,83	2804,83	2811,88	2827,60	WN
2	B02	BOAV	6653,38	6697,30	6641,61	6646,23	FL+WN
3	B03	CRUZ	3252,64	3263,79	3253,26	3268,19	GM
4	B04	MAPA	6624,58	6635,28	6636,13	6656,23	GM
5	B05	MTCN	4952,67	5009,38	4953,79	4974,51	GM
6	B06	MTCO	6153,30	6183,74	6159,07	6183,63	GM
7	B07	NAUS	6142,85	6397,67	6119,60	6112,37	RW+WN
8	B08	PAAT	6971,48	7006,49	6972,17	6991,62	GM
9	B09	PAIT	6506,96	6500,19	6508,84	6537,60	WN
10	B10	POVE	6425,98	6449,34	6426,32	6444,23	GM
11	B11	RIOB	5969,66	5975,90	5978,16	5993,38	GM
12	B12	ROCD	6438,04	6510,37	6423,46	6429,55	FL+WN
13	B13	ROGM	6442,62	6614,87	6425,72	6436,72	FL+WN
14	B14	ROJI	6362,97	6381,06	6362,09	6379,69	FL+WN
15	B15	SAGA	7172,50	7275,28	7162,24	7178,90	FL+WN
16	E01	CUEC	4369,85	4416,18	4371,17	4393,98	GM
17	E02	ESMR	6053,39	6065,55	6061,39	6080,87	GM
18	E03	LJEC	6802,90	7085,60	6814,19	6900,73	GM
19	E04	MAEC	5293,51	5294,86	5296,13	5307,09	GM
20	E05	PTEC	3299,19	3382,80	3295,22	3310,75	FL+WN
21	E06	QUEM	4443,06	4486,58	4451,65	4478,16	GM
22	E07	QVEC	4633,50	4642,51	4643,29	4663,41	GM
23	E08	RIOP	5938,85	6111,84	5944,12	5987,25	GM
24	E09	TNEC	4078,40	4072,24	4079,97	4100,01	WN
25	I01	AREQ	5952,18	6249,79	5929,25	5930,84	FL+WN
26	I02	BRAZ	6542,32	6677,67	6535,16	6549,94	FL+WN
27	I03	BRFT	7018,91	7067,62	7018,27	7038,11	FL+WN
28	I04	CRO1	8152,65	8449,57	8124,37	8125,52	FL+WN
29	I05	GLPS	2858,17	2911,93	2862,84	2886,86	GM
30	I06	KOUR	5163,18	5226,21	5149,38	5153,83	FL+WN
31	I07	UNSA	7002,67	7120,02	6978,18	6987,14	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 42 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU3

ORD	COD	NOME	COMPONENTE NORTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1541,40	1593,37	1530,52	1531,44	FL+WN
2	B02	BOAV	3512,42	3605,72	3503,73	3523,57	FL+WN
3	B03	CRUZ	1620,81	1634,77	1623,73	1638,73	GM
4	B04	MAPA	3791,03	4162,60	3771,99	3791,68	FL+WN
5	B05	MTCN	2653,42	2852,77	2637,08	2645,94	FL+WN
6	B06	MTCO	3460,83	3676,66	3433,53	3432,49	RW+WN
7	B07	NAUS	4080,40	6545,46	4121,60	4061,72	RW+WN
8	B08	PAAT	3895,96	4540,71	3856,01	3845,40	RW+WN
9	B09	PAIT	3241,55	3552,18	3217,71	3219,18	FL+WN
10	B10	POVE	3966,14	4200,57	3962,42	3997,95	FL+WN
11	B11	RIOB	3337,17	3803,30	3318,28	3333,67	FL+WN
12	B12	ROCD	3613,76	3917,38	3592,71	3604,89	FL+WN
13	B13	ROGM	3537,43	4091,05	3515,54	3527,51	FL+WN
14	B14	ROJI	3531,50	3795,27	3501,04	3499,99	RW+WN
15	B15	SAGA	3789,22	3829,48	3784,34	3804,70	FL+WN
16	E01	CUEC	2223,36	2528,04	2210,89	2220,38	FL+WN
17	E02	ESMR	3031,17	3371,75	3006,70	3020,84	FL+WN
18	E03	LJEC	3462,49	3779,35	3470,18	3548,74	GM
19	E04	MAEC	2763,78	3198,32	2740,09	2752,52	FL+WN
20	E05	PTEC	1656,26	1788,48	1646,94	1655,71	FL+WN
21	E06	QUEM	2355,78	3708,51	2354,51	2328,62	RW+WN
22	E07	QVEC	2373,83	2763,43	2344,87	2340,16	RW+WN
23	E08	RIOP	2859,80	3067,52	2856,72	2888,62	FL+WN
24	E09	TNEC	2249,68	2994,72	2218,84	2176,49	RW+WN
25	I01	AREQ	2989,07	3756,10	2965,50	2985,15	FL+WN
26	I02	BRAZ	3740,01	4515,04	3721,42	3719,14	RW+WN
27	I03	BRFT	3327,15	3418,42	3329,91	3366,05	GM
28	I04	CRO1	4441,07	4716,87	4425,82	4443,08	FL+WN
29	I05	GLPS	1472,26	1644,90	1470,35	1489,79	FL+WN
30	I06	KOUR	2906,43	3028,51	2888,79	2890,28	FL+WN
31	I07	UNSA	4108,22	4594,05	4084,44	4098,80	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 43 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU3

ORD	COD	NOME	COMPONENTE LESTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1636,20	1658,84	1640,72	1659,89	GM
2	B02	BOAV	4166,69	4254,52	4160,54	4180,80	FL+WN
3	B03	CRUZ	2004,13	2005,71	2010,25	2022,97	GM
4	B04	MAPA	4530,62	4990,09	4512,79	4524,33	FL+WN
5	B05	MTCN	3120,14	3222,42	3106,06	3117,40	FL+WN
6	B06	MTCO	3785,57	3861,91	3772,56	3781,79	FL+WN
7	B07	NAUS	3838,81	4326,05	3815,24	3822,00	FL+WN
8	B08	PAAT	4258,41	4432,43	4243,29	4258,48	FL+WN
9	B09	PAIT	3832,30	3973,90	3817,82	3827,29	FL+WN
10	B10	POVE	3774,12	3824,41	3774,00	3798,40	FL+WN
11	B11	RIOB	3867,26	5689,04	3846,93	3777,69	RW+WN
12	B12	ROCD	4030,69	4195,04	4022,57	4047,18	FL+WN
13	B13	ROGM	3862,03	3888,99	3868,47	3891,06	GM
14	B14	ROJI	3721,28	3963,79	3701,23	3718,26	FL+WN
15	B15	SAGA	4411,31	4465,45	4402,81	4417,18	FL+WN
16	E01	CUEC	3164,85	3913,43	3149,21	3154,71	FL+WN
17	E02	ESMR	4153,54	4619,63	4138,28	4159,05	FL+WN
18	E03	LJEC	5336,16	5789,88	5336,69	5436,00	GM
19	E04	MAEC	3430,63	3718,76	3421,10	3447,01	FL+WN
20	E05	PTEC	2104,66	2202,27	2101,56	2118,95	FL+WN
21	E06	QUEM	2997,15	3554,20	2983,25	2995,35	FL+WN
22	E07	QVEC	3045,38	3543,11	3028,77	3037,10	FL+WN
23	E08	RIOP	4000,19	4568,52	3977,60	3991,53	FL+WN
24	E09	TNEC	2591,58	2665,14	2579,21	2589,07	FL+WN
25	I01	AREQ	3510,95	3850,29	3485,12	3496,44	FL+WN
26	I02	BRAZ	4560,49	5557,06	4544,77	4534,22	RW+WN
27	I03	BRFT	5115,18	5205,85	5114,14	5135,88	FL+WN
28	I04	CRO1	5294,32	5443,75	5275,57	5290,32	FL+WN
29	I05	GLPS	2074,41	2149,79	2079,96	2110,27	GM
30	I06	KOUR	3395,77	3508,03	3391,54	3410,15	FL+WN
31	I07	UNSA	4543,87	4631,26	4546,04	4577,03	GM

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 44 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU3

ORD	COD	NOME	COMPONENTE VERTICAL				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	2767,26	2772,40	2766,63	2778,64	FL+WN
2	B02	BOAV	6593,93	6710,10	6568,04	6570,71	FL+WN
3	B03	CRUZ	3233,41	3262,60	3230,58	3244,30	FL+WN
4	B04	MAPA	6574,16	6635,04	6576,18	6600,55	GM
5	B05	MTCN	4923,64	5000,85	4922,99	4944,96	FL+WN
6	B06	MTCO	6153,41	6217,32	6151,57	6175,60	FL+WN
7	B07	NAUS	6179,02	6994,24	6144,72	6122,77	RW+WN
8	B08	PAAT	6982,83	7196,66	6961,69	6975,23	FL+WN
9	B09	PAIT	6630,86	7413,83	6595,84	6582,88	RW+WN
10	B10	POVE	6421,30	6483,22	6412,25	6428,77	FL+WN
11	B11	RIOB	5868,50	6321,65	5840,64	5835,91	RW+WN
12	B12	ROCD	6471,24	6585,18	6456,95	6466,61	FL+WN
13	B13	ROGM	6438,60	6636,02	6423,93	6442,47	FL+WN
14	B14	ROJI	6354,02	6386,28	6351,63	6370,82	FL+WN
15	B15	SAGA	7133,72	7318,60	7116,34	7133,91	FL+WN
16	E01	CUEC	4342,79	4605,06	4323,29	4333,94	FL+WN
17	E02	ESMR	6012,85	6174,75	6001,18	6016,57	FL+WN
18	E03	LJEC	6760,30	7059,53	6771,75	6858,97	GM
19	E04	MAEC	5215,18	5240,11	5212,57	5225,53	FL+WN
20	E05	PTEC	3289,74	3384,63	3285,08	3300,87	FL+WN
21	E06	QUEM	4361,90	4459,02	4364,61	4389,15	GM
22	E07	QVEC	4561,08	4735,45	4549,23	4563,64	FL+WN
23	E08	RIOP	5920,82	6124,62	5926,35	5971,86	GM
24	E09	TNEC	4025,68	4023,61	4031,27	4045,10	WN
25	I01	AREQ	5887,24	6232,15	5863,90	5865,98	FL+WN
26	I02	BRAZ	6553,51	6866,00	6535,11	6542,24	FL+WN
27	I03	BRFT	7053,95	7189,98	7047,13	7066,72	FL+WN
28	I04	CRO1	8133,97	8469,30	8103,87	8104,43	FL+WN
29	I05	GLPS	2852,90	2915,16	2856,79	2881,12	GM
30	I06	KOUR	5103,70	5183,31	5092,35	5098,16	FL+WN
31	I07	UNSA	7067,68	7300,37	7038,01	7048,37	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 45 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE NORTE. SOL. ECU4

ORD	COD	NOME	COMPONENTE NORTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1525,40	1521,53	1528,76	1546,47	WN
2	B02	BOAV	3519,31	3574,21	3516,41	3536,94	FL+WN
3	B03	CRUZ	1636,07	1643,97	1639,69	1654,05	GM
4	B04	MAPA	3889,50	4106,40	3878,49	3899,62	FL+WN
5	B05	MTCN	2700,71	2780,47	2697,26	2714,95	FL+WN
6	B06	MTCO	3412,23	3546,36	3389,99	3391,11	FL+WN
7	B07	NAUS	3617,35	3702,36	3618,43	3641,40	GM
8	B08	PAAT	3843,83	4105,89	3817,51	3815,80	RW+WN
9	B09	PAIT	3490,38	3496,21	3501,69	3523,20	GM
10	B10	POVE	3898,51	3957,74	3910,72	3946,80	GM
11	B11	RIOB	3426,77	3442,92	3437,98	3455,39	GM
12	B12	ROCD	3591,46	3851,50	3570,20	3580,97	FL+WN
13	B13	ROGM	3561,28	4078,67	3539,78	3550,87	FL+WN
14	B14	ROJI	3528,29	3681,34	3504,23	3505,76	FL+WN
15	B15	SAGA	3813,10	3837,45	3808,19	3821,45	FL+WN
16	E01	CUEC	2149,15	2178,22	2158,08	2181,76	GM
17	E02	ESMR	3103,25	3173,72	3102,36	3121,01	FL+WN
18	E03	LJEC	3503,92	3804,56	3512,04	3591,78	GM
19	E04	MAEC	2780,50	2833,50	2781,59	2802,58	GM
20	E05	PTEC	1674,52	1778,59	1668,13	1675,31	FL+WN
21	E06	QUEM	2431,52	2786,55	2423,61	2426,85	FL+WN
22	E07	QVEC	2400,11	2489,12	2395,81	2409,06	FL+WN
23	E08	RIOP	2859,58	3043,98	2855,38	2883,84	FL+WN
24	E09	TNEC	2122,06	2117,08	2125,19	2136,26	WN
25	I01	AREQ	2985,83	3362,94	2966,68	2985,69	FL+WN
26	I02	BRAZ	3724,20	4023,82	3708,00	3709,62	FL+WN
27	I03	BRFT	3814,76	3838,55	3828,64	3862,76	GM
28	I04	CRO1	4421,01	4573,21	4412,64	4435,69	FL+WN
29	I05	GLPS	1483,82	1644,95	1481,99	1501,63	FL+WN
30	I06	KOUR	2982,72	3082,55	2962,71	2964,13	FL+WN
31	I07	UNSA	4099,86	4309,39	4082,89	4094,73	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 46 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE LESTE. SOL. ECU4

ORD	COD	NOME	COMPONENTE LESTE				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	1623,95	1628,99	1629,70	1642,46	GM
2	B02	BOAV	4228,83	4263,90	4228,23	4246,39	FL+WN
3	B03	CRUZ	2055,41	2057,63	2063,48	2077,94	GM
4	B04	MAPA	4534,42	4802,10	4520,71	4533,69	FL+WN
5	B05	MTCN	3122,66	3147,10	3122,21	3139,37	FL+WN
6	B06	MTCO	3782,65	3842,88	3766,21	3770,64	FL+WN
7	B07	NAUS	3658,39	3823,09	3640,53	3643,92	FL+WN
8	B08	PAAT	4256,59	4413,10	4238,75	4249,82	FL+WN
9	B09	PAIT	3982,88	3977,03	3985,66	4011,74	WN
10	B10	POVE	3767,61	3791,08	3770,86	3789,64	GM
11	B11	RIOB	3584,69	3578,05	3586,73	3615,31	WN
12	B12	ROCD	4010,77	4163,96	4001,83	4024,39	FL+WN
13	B13	ROGM	3906,78	3943,18	3910,72	3932,62	GM
14	B14	ROJI	3673,03	3755,05	3668,00	3687,12	FL+WN
15	B15	SAGA	4338,02	4351,73	4341,08	4359,42	GM
16	E01	CUEC	3060,85	3154,68	3060,92	3081,15	GM
17	E02	ESMR	4143,19	4286,00	4141,39	4161,14	FL+WN
18	E03	LJEC	5345,61	5791,88	5345,65	5443,81	GM
19	E04	MAEC	3355,49	3454,18	3354,05	3378,43	FL+WN
20	E05	PTEC	2140,36	2216,33	2137,30	2153,75	FL+WN
21	E06	QUEM	2950,97	3117,83	2944,87	2957,23	FL+WN
22	E07	QVEC	3059,34	3133,74	3059,75	3079,26	GM
23	E08	RIOP	3896,40	4372,73	3869,75	3877,68	FL+WN
24	E09	TNEC	2604,79	2613,84	2604,46	2618,96	FL+WN
25	I01	AREQ	3447,18	3601,46	3432,80	3448,46	FL+WN
26	I02	BRAZ	4476,27	4778,64	4459,73	4454,39	RW+WN
27	I03	BRFT	5149,75	5167,38	5163,12	5187,20	GM
28	I04	CRO1	5342,16	5491,05	5324,57	5339,01	FL+WN
29	I05	GLPS	2003,55	2035,08	2012,16	2041,65	GM
30	I06	KOUR	3412,10	3484,17	3413,71	3433,49	GM
31	I07	UNSA	4490,96	4533,95	4499,46	4528,81	GM

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

TABELA 47 – CRITÉRIO DE INFORMAÇÃO BAYESIANO. COMPONENTE ALTURA. SOL. ECU4

ORD	COD	NOME	COMPONENTE VERTICAL				MODELO SELECIONADO
			GM	WN	FL+WN	RW+WN	
1	B01	AMCO	2809,34	2803,36	2810,42	2826,11	WN
2	B02	BOAV	6649,33	6692,77	6637,78	6642,36	FL+WN
3	B03	CRUZ	3250,66	3262,03	3251,31	3266,21	GM
4	B04	MAPA	6622,43	6633,20	6633,72	6653,65	GM
5	B05	MTCN	4954,24	5009,65	4955,41	4976,15	GM
6	B06	MTCO	6153,39	6183,30	6158,75	6182,84	GM
7	B07	NAUS	6143,25	6397,90	6119,81	6112,34	RW+WN
8	B08	PAAT	6974,88	7009,24	6976,42	6996,48	GM
9	B09	PAIT	6506,77	6500,00	6508,66	6537,50	WN
10	B10	POVE	6424,05	6446,81	6424,35	6442,25	GM
11	B11	RIOB	5982,32	5988,64	5990,11	6005,24	GM
12	B12	ROCD	6432,84	6504,28	6418,20	6423,95	FL+WN
13	B13	ROGM	6445,53	6618,22	6428,86	6440,11	FL+WN
14	B14	ROJI	6362,88	6380,96	6361,70	6379,07	FL+WN
15	B15	SAGA	7169,03	7271,60	7159,02	7176,27	FL+WN
16	E01	CUEC	4370,04	4418,02	4371,43	4394,50	GM
17	E02	ESMR	6053,13	6065,72	6061,12	6080,69	GM
18	E03	LJEC	6803,89	7085,20	6815,19	6901,11	GM
19	E04	MAEC	5293,43	5295,13	5296,06	5307,09	GM
20	E05	PTEC	3297,51	3381,97	3293,48	3309,02	FL+WN
21	E06	QUEM	4442,70	4487,95	4451,12	4477,78	GM
22	E07	QVEC	4651,27	4659,48	4660,55	4680,20	GM
23	E08	RIOP	5941,33	6114,47	5946,70	5989,89	GM
24	E09	TNEC	4081,54	4075,36	4083,09	4103,14	WN
25	I01	AREQ	5955,26	6257,81	5931,89	5932,52	FL+WN
26	I02	BRAZ	6542,54	6678,27	6534,98	6549,44	FL+WN
27	I03	BRFT	7056,09	7109,18	7055,45	7074,09	FL+WN
28	I04	CRO1	8147,96	8440,70	8119,86	8121,15	FL+WN
29	I05	GLPS	2858,30	2912,53	2863,08	2887,21	GM
30	I06	KOUR	5161,51	5221,23	5147,80	5152,18	FL+WN
31	I07	UNSA	6999,87	7114,89	6976,10	6985,75	FL+WN

Onde:

GM. Generalized Gauss Markov noise; WN. White noise; FL+WN. Flicker noise + White Noise; RW+WN. Random Walk noise + White noise.

ANEXOS

ANEXO A – PRINCIPAIS RESULTADOS DO ESTUDO DE WIJAYA ET AL. (2013)

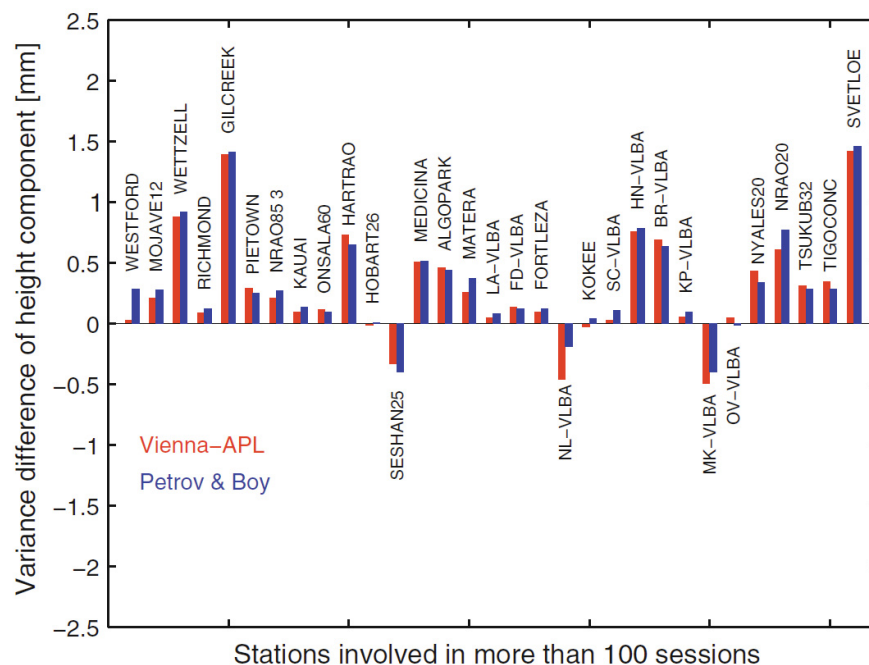


FIGURA 55 – DIFERENÇAS DA VARIÂNCIA DA COMPONENTE VERTICAL
FONTE: Wijaya et al. (2013)

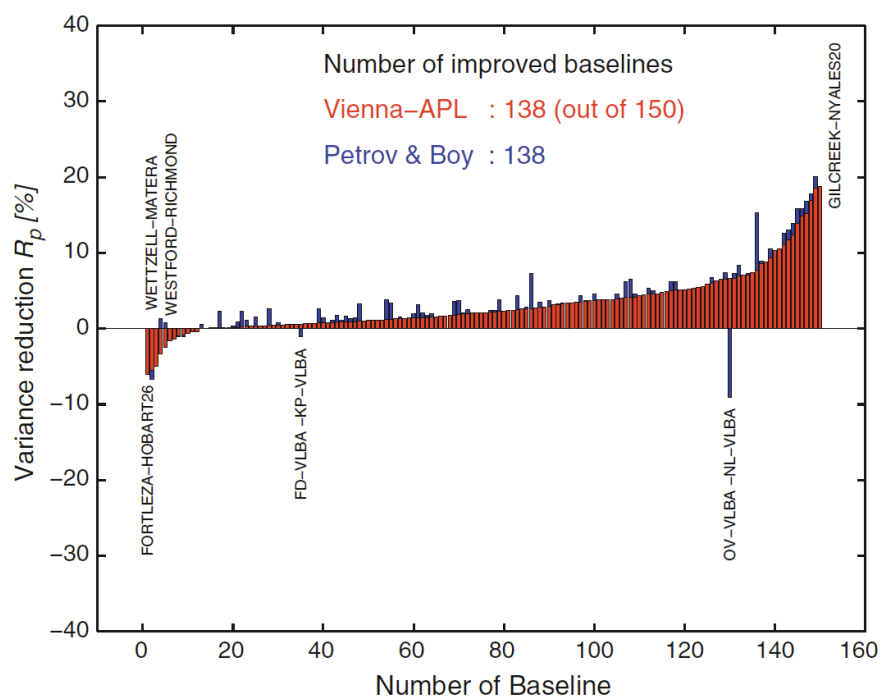


FIGURA 56 – FATOR DE REDUÇÃO DA VARIÂNCIA PARA RESIDUAIS DE LINHAS DE BASE
FONTE: Wijaya et al. (2013)

ANEXO B – PRINCIPAIS RESULTADOS DO ESTUDO DE TREGONING ET AL. (2009)

Table 1. Componentwise Global-Weighted Average Time Series Metrics

Solution Strategies ^a			White and Power Law Noise Analysis								
No.	Tropo MF/ZHD	ATML Nontidal/Tidal	WN			PL Magnitude			Spectral Index		
			N	E	U	N	E	U	N	E	U
1	V/E	none/none	1.35	1.42	4.06	3.94	3.81	14.38	-0.79	-0.78	-0.82
2	G/G	none/none	1.34	1.40	4.06	3.96	3.76	13.23	-0.79	-0.78	-0.78
3	N/S	none/none	1.37	0.84	4.13	3.92	3.67	13.36	-0.78	-0.76	-0.78
4	V/E	nontidal/none	1.30	1.37	3.46	4.00	3.54	11.11	-0.90	-0.84	-0.78
5	V/E	partial/none ^b	1.28	1.38	3.45	4.05	3.56	11.24	-0.90	-0.84	-0.78
6	V/E	none/S1+S2	1.36	1.41	4.13	3.97	3.83	14.32	-0.80	-0.79	-0.82
7	V/E	daily avg/S1+S2	1.30	1.37	3.48	3.98	3.57	11.03	-0.84	-0.83	-0.77
8	G/G	daily avg/S1+S2	1.28	1.38	3.90	4.03	3.83	12.23	-0.85	-0.91	-0.76
9	V/E	nontidal/S1+S2	1.30	1.37	3.46	4.00	3.54	10.88	-0.91	-0.82	-0.78
10	V/G	nontidal/S1+S2	1.30	1.37	3.55	4.01	3.55	11.60	-0.85	-0.84	-0.76
11	V/S	nontidal/S1+S2	1.29	1.38	3.53	4.01	3.55	10.65	-0.85	-0.83	-0.71
12	G/E	nontidal/S1+S2	1.31	1.37	3.91	3.99	3.56	11.41	-0.88	-0.83	-0.73
13	G/G	nontidal/S1+S2	1.28	1.36	3.89	4.01	3.53	12.27	-0.85	-0.82	-0.76
14	G/S	nontidal/S1+S2	1.30	1.36	3.93	4.01	3.58	12.21	-0.84	-0.83	-0.75
15	N/E	nontidal/S1+S2	1.32	1.38	3.87	4.01	3.57	11.33	-0.84	-0.82	-0.72
16	N/S	nontidal/S1+S2	1.33	1.40	3.88	4.05	3.64	12.13	-0.89	-0.83	-0.76

FIGURA 57 – MÉTRICAS GERAIS DOS MODELOS ESTOCÁSTICOS POR SOLUÇÃO
FONTE: Tregoning e Watson (2009)

For ease of interpretation, the solutions are coded by solution number, mapping function/ZHD, long-period ATML/tidal ATML. The mapping function (MF) is abbreviated to V:VMF1, G:GMF and N:NMF. The choice of ZHD is abbreviated to E:ECMWF, G:GPT and S:STP. The treatment of nontidal ATML and tidal ATML is indicated. The tides are partially represented in the 6-hourly values rather than being modeled with a periodic function.